地 質 學 報

ACTA GEOLOGICA SINICA

第41卷　　第3-4期

Vol. 41　　No. 3-4

1961

中 国 地 质 学 会
地质学报編輯委員会編輯
科 学 出 版 社 出 版

LIBRARY
MAR 21 1962
UNIVERSITY OF CALIFORNIA

地质学报　第四十一卷 第三、四期

目　录

大冰期时期中国的冰川遗迹……孙殿卿、楊怀仁（233）
在南岭地区一个多金属矿床进行綜合普查勘探方法試驗的成果……张思揮、李慧貞（245）
东北一鉛鋅矿床地球化学探矿方法的研究……邵　跃、謝学錦（261）
原生暈方法在地质普查勘探中的作用……謝学錦、陈洪才（273）
中国寒武紀地层划分問題……孙云鑄（285）
太行山北部前寒武系中的一种假砾岩……陈晉鑣（290）
浙閩中生代火山沉积岩系的研究……李春昱（308）
川滇中生代紅层的古地磁对比……王子昌、李存悌、邓兴惠（325）
云南东南部几个三迭系剖面的探討……陈楚震、梁希洛、李蔚穠（341）
长江中下游地区的第四紀沉积……方鴻琪（354）
羥矽鈹石的晶体結构……彭志忠、龔夏生（367）
祁連山正地槽相鉄矿矿石中含鉄碳酸盐类矿物研究……刘永康（369）
对我国鎢矿床工业类型划分的意見……方景爽、李著唐（392）
对一个銅鎳矿床成因的初步認識……李万亨（399）
粤东北一个矽卡岩型鉄矿床生成地质环境的初步分析……周肖琚（408）
同位素在地质科学中的一些应用……集　生（415）

第41卷 第3-4期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 3-4
1961 年 12 月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

大冰期时期中国的冰川遗迹

孙殿卿 楊怀仁

中国大冰期时期的冰川遺迹，李四光教授早在 1922 年于山西大同盆地及太行山东麓曾有发現[1]。在卅年代初期，当长江下游江西庐山、安徽黄山和其他地区的山谷和山麓冰川遺迹公諸于世时[2]，曾引起中外地质、地理学家极大的兴趣。素持怀疑态度的 H. V. 威斯曼教授曾两次去黄山观察发表文章，改变了他原来的見解[3]。 分析庐山冰川沉积物之后，得到的結論是：庐山地区不仅出现过多次冰期，而且有多次間冰期[4]。嗣后，在中国南方和北方其他各地也陆續发現了冰川遺迹，进一步支持了长江下游冰川遺迹的論述[5]。当时的地质、地理学家对有关事实的分析并不是完全同意的，因此曾不断地引起爭論[6,7]。

自解放以来，在許多山区和某些山麓平原地区广泛地开展了地质、地理工作，获得了大量的冰川遺迹資料，証明中国在大冰期时期冰川分布是相当广泛的。这样大量的資料，需要精选核实，需要按照一定的見解，根据某些或者一系列的自然作用，来作統一的解释和說明。在地貌方面是时常遇到困难的。 經常遇到的情况是：在中国过去冰期和間冰期时代的特殊气候条件下，对冰川地形的破坏作用，未給予适当的考虑；对于有决定性的事实，也常常未給予充分的說明，往往仅进行一般观察之后，就迫不及待地提出无冰川的論断。

虽然某些地形学家常是持有这种反对的意見，而冰川作用的証据，却一再被无可辩駁的大量事实所証明，对于那些有关的事实，反对者似乎并未加以注意。在中国各地冰川流行的地区，冰川遺迹包括有下列各項：

(1)漂砾；(2)遭受研磨的砾石和冰川条痕石；(3)基岩冰流面；(4)冰磧物及冰水沉积；(5)由于冰流移动所造成的表面构造；(6)經受冰期和間冰期以后的侵蝕以致殘破程度不等的冰川地形。由于篇幅限制，仅举几处明显实例简述如下：

在长江下游和中游，除了上述庐山、黄山等地外，鄂西、湘西和皖南大别山区以及川西山区，冰川証据在早期和近年的工作中均有报导[14-18]。

冰蝕地形，如冰窖、冰斗、U谷、串珠状盆地、水坎、魚脊峯等，在上述山区中，多处保存良好。 与这些冰蝕地形相伴生的典型的泥砾、漂砾及冰川条痕砾石均屡有所見(照片1—3)。

在这些地区中，有些地点的基岩及新沉积物遭受冰川挤压而显示表面扰乱、冲断与褶曲的現象，过去对此注意較少，最近数年在各处时有发现，表示冰川活动的現象，甚为明显。例如鄂西恩施盆地西北部，小龙潭之南岩层松軟、傾斜几近水平的紅色砂岩可能属上新統时代，显示強烈的小型的表面挤压冲断現象。冲断面走向东北-西南，傾向西北，傾角40°—60°（照片4）。这种冲断、挤压现象，愈趋岩层頂部，愈为明显，由上而下到 15 米左右，則逐漸不显。 这种表面构造现象，显系由恩施盆地西北高山、七跌山下駛的冰流所造

成。又如在大别山东北山麓地带,霍山县城西南三公里,有紋泥出露,紋泥厚度由数十厘米至1.5米,紋泥上部有一层厚由五、六厘米至十余厘米之含鉄錳質的风化壳,再上为带棱角和大小不等的碎石岩屑,系来自南面的山中。紋泥之下为砂层,再向下則逐漸变为砂砾和泥砂砾,砾石多呈半渾圓状,其中有很多花崗岩砾石,系来自20公里以外的高山。紋泥和紋泥以上的鉄錳风化壳形成強烈的、軸向南北的小型褶曲和小型破裂(照片5)。这种表面构造現象,就其所在地位和它們表現的特征,用石流、泥流、滑坡以及沉积时期的水下作用均不能說明其成因,也只有它們在冰床之下,当冰流前进时,才得以形成。

同样淸楚的表面构造現象,見于河南三門峽窰头沟东岸,在微带泥質的砾石层之下,有泥砂层,泥少砂多,也呈現相当強烈的褶曲(照片6),两者的接触面呈淸楚的不整合幷具有相当大的傾斜,大致傾向北方。

近十年来冰川調査工作的范围扩大了,在大兴安岭、祁連山和天山等地区,有很多地点都发現了冰川遺迹。

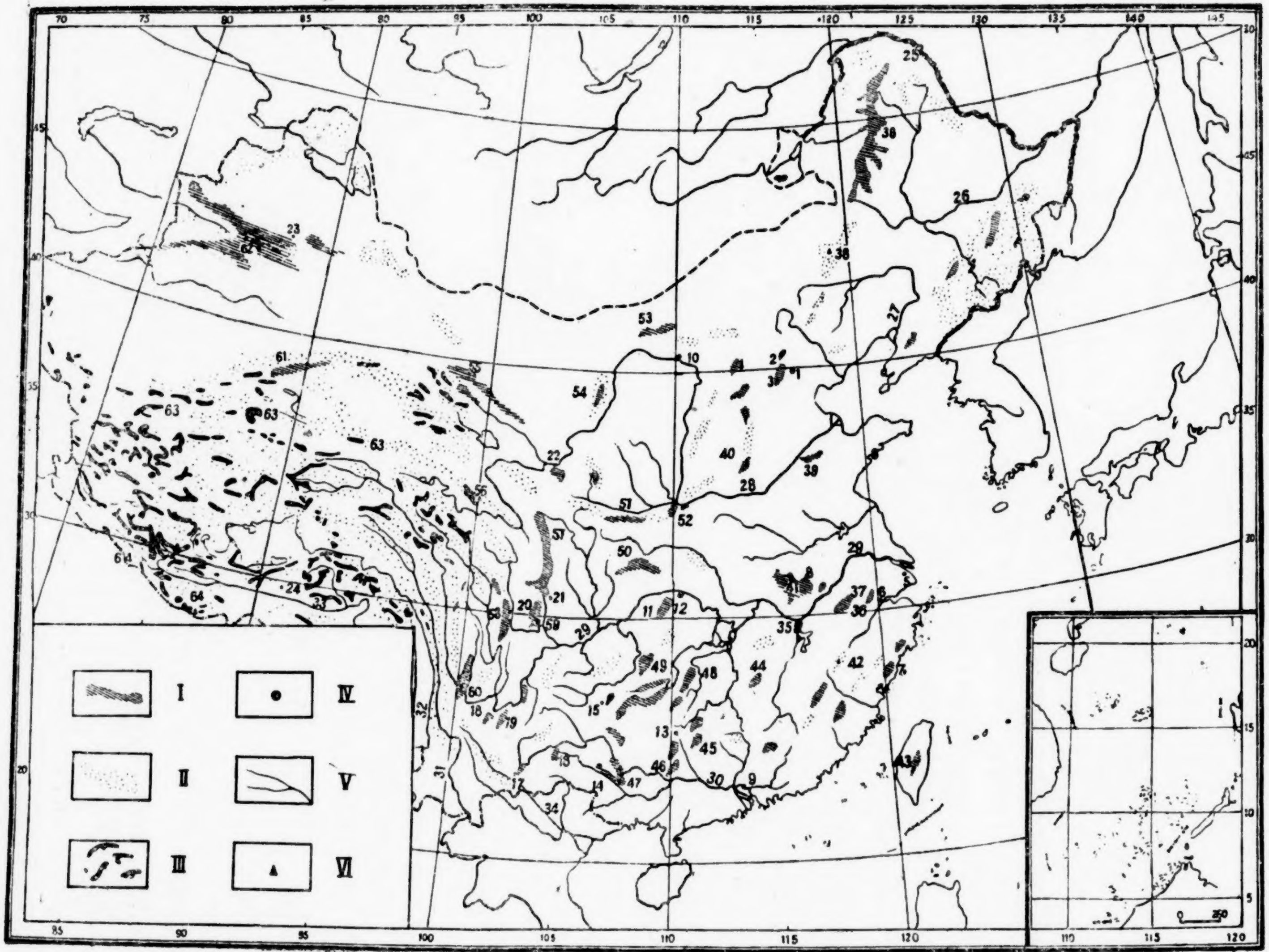
在东北大兴安岭地区,拔海約在1,100—1,200米左右,冰窖及其它冰蝕盆地,如U形谷、三角面等地形都很明显,山上山下冰川停积物也很普遍。在其东麓諾敏河和雅魯河出口地带保存有終磧地形,在东西两麓均保存有較大規模的冰水排泄物[19—23]。同样,在中国西北的天山、祁連山(南山)和秦岭山脉,上述冰蝕地形和悬谷等尤为多見,形成秀丽的峯巒。漂砾、冰川条痕石和冰川沉积物更为明显,有的冰川停积物远离山麓下达到一定的地位[24—31]。

中国境內冰川作用幷不限于东北、西北和华中地区,正象过去所訊識的那样,在貴州、云南和广西地区,也都发現了冰川流行的遺迹。在云南广南县保存有40里长的U形谷,滇北永仁、元謀等地的冰蝕盆地和阶地与条痕砾石,貴州中部一些冰蝕台地还保存着泥砾,桂北山麓地带的泥砾、漂砾和条痕砾石等都是冰川流行的显明証据[32—34]。

最近在北京西山若干地点,找到了很明显的冰流遺迹,引起了各方面很大的兴趣。由于这些遺迹对于周口店沉积有着密切的联系,对"北京人"的生存时期的自然环境也有密切的关系,玆举数例:

1.三家店东北有一个基岩冰溜面(照片7),这个冰溜面出露在北京以西約20公里的一个半环形山的出口处,它几近水平,微微向南傾斜,傾角7.5°。該地現时高度拔海約300米。在这个受过刮磨的面上,有很多粗細不等的擦痕,擦痕大都平行但也有斜交情形。它們仅限于光滑的表面上,完全不象由于构造运动所形成的擦痕那样,显示多层擦痕。横断擦痕的切片也显示它是表面刻划的結果,它的表面幷不显示挤压和变質現象。在这个擦痕的表面上盖有一层灰白和稍带黄色的粘泥,其中夹有甚小的石子顆粒,顆粒之大者尙不及1.5厘米,还不如擦痕面上粗的条痕宽,泥質甚粘韧,能象地毯一样可以卷起(照片7)。在这层粘泥之上复以砾石、石块与黄泥混杂而成的堆积物,类似泥砾。这一层薄的粘泥的存在不仅保护了基岩面上的擦痕,免遭侵蝕,同时也排除了那些擦痕起源于任何构造运动的可能。在基岩面附近地区曾进行观察,沒有見到任何构造运动迹象可以产生这样平面而带有深刻擦痕的逆掩断层。經过詳細的观察和反复的討論,这些擦痕非冰流活动是无法产生的[35]。在上述灰白粘泥中还发現少量的水藓孢子。

2.在前述山間盆地东边,有一埡口,埡口东面有一个小山坡,坡向南斜,在相当坚硬的



国界綫根据解放前申报地图繪制

图 1　中国境内大冰期冰川遺迹分布示意图

I. 有冰川遺迹报导的地区。 II. 可能有冰川遺迹的地区。 III. 現代冰川分布地区。 IV. 城市和地点：1.北京 2.三家店包括八大处 3.周口店 4.山西大同盆地 5.上海 6.杭州 7.浙江平阳 8.安徽霍山 9.广州 10.包头 11.湖北恩施 12.湖北建始 13.桂林 14.广西百色 15.貴阳 16.云南广南 17.箇旧 18.云南永仁 19.云南元謀 20.四川雅安 21.成都 22.兰州 23.烏魯木齐 24.拉薩。 V. 主要河流：25.黑龙江 26.松花江 27.辽河 28.黃河 29.长江 30.西江 31.瀾滄江 32.怒江 33.雅魯藏布江 34.紅河。 VI. 重要山岳：35.庐山 36.黃山 37.天目山 38.大兴安岭 39.泰山 40.太行山 41.大別山 42.武夷山 43.台湾玉山 44.武功山 45.姑婆山 46.大傜山 47.大明山 48.雪峰山 49.梵淨山 50.大巴山 51.秦岭 52.华山 53.阴山 54.賀兰山 55.祁連山 56.积石山 57.岷山 58.貢嘎山 59.峨嵋山 60.玉龙山 61.阿尔金山 62.天山 63.昆仑山 64.喜馬拉雅山。

輝綠岩表面上，也发現了許多条痕，那些条痕显而易見也都是刻划而成的。它們彼此大都互相平行，所指的方向和山坡傾向一致，所有这些擦痕特点，显示它們与构造擦痕完全不同，而与一般冰流擦痕的特征相符合。

3. 在北京西山名胜之一的八大处，海拔高約 300 米，最近找到了可靠的冰川流行的証据。在接近山頂地带，保存有一个冰窖地形，已被表面沉积物所填充。在这个盆地中有几个地点的基岩面上还保存有冰流擦痕，这些擦痕一律指向南东东，即整个八大处盆地开口处。在这个盆地中找到了良好的冰川条痕砾石，例如在盆地前梯坡下的一个小桥旁边，立着一个石質堅硬而經过搬运的巨大条痕砾石，稜角已經大体消失，长、寬、厚可达两米，它的表面布滿擦痕，条痕纵横交錯，深浅寬窄各不相同，条痕保存特別完美(照片 8)，肯定是冰流擦痕。

4. 在北京西南 47 公里周口店地区，保存有三种不同的泥砾。这些泥砾虽有共同之处，但也各有它們自己的特点[35]。一般地說，都是由大小不等的砾石与粘泥混杂一起，毫无层序可寻。砾石有的半具稜角，有的已达渾圓，一、二面遭受研磨，还有的是石块，来源地点相当远的砾石中找到有带擦痕者。在泥砾之上，往往有显現层序的泥沙砾石层。

第一种泥砾，为浅灰色微带黄色，在著名的猿人洞穴之中所見者，直接位于猿人层之下，固結較紧，风化亦深，其中砾石极易松散破碎，遭受研磨和压裂等現象至为明显，砾石大者直径达 30 厘米(照片 9)。

第二种泥砾为砖紅色，固結較松，风化程度較浅，出露于猿人洞穴之外周口店盆地的边緣(見图 2)，即过去所称的"下砾石层"。砾石成分以砂岩、变質岩、砾岩为主，砾石有的带有条痕，大者直径达一米以上，小者仅数厘米，大小砾石与紅色泥土混合一起，杂乱无章。在同一剖面中，在砖紅色泥砾里边，包容着一块顏色浅、风化深和固結較紧的泥砾，两者显然不同，界限至为清楚(照片 10)，絕非是由于局部风化作用漸变而成的。

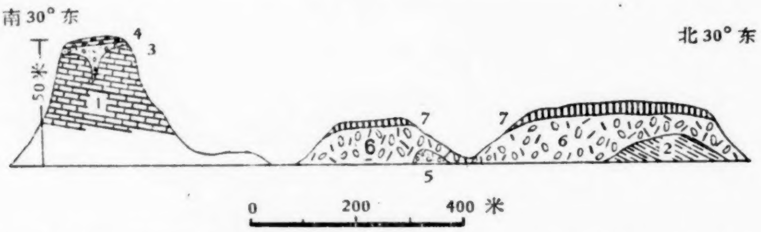


图 2 周口店猿人洞附近的素描剖面图(表示"上砾石层"与"下砾石层"在同一橫剖面上的位置)

1. 奧陶紀灰岩； 2. 輕微变质的石炭紀頁岩； 3. 砂、礫、泥土堆积； 4. 水平层在"3"层之上；
5. 风化深的浅色泥礫，包容在"6"层之中； 6. 砖紅色泥礫； 7. 紅土

第三为疏松的黄色泥砾，泥、砾混杂情况与上述两者类似，砾石带条痕者亦屢有所見，多分布于山中凹地，在周口店附近良各庄和車厂盆地中分布較广，这种泥砾的风化程度和固結情况与猿人洞內和洞外的泥砾是不同的。在猿人洞的頂部，有一种砾石与泥砂混杂的沉积物，在它的上边是含有灰岩碎片的水平层(照片 11)。这两者即过去所称之"上砾石层"。这种砾石泥砂混杂的沉积物，就其顏色和砾石的成分来說，与第一种泥砾，即洞內泥砾，有些相似之处。

徐仁教授和他一起工作的同志，对周口店猿人洞穴內外的沉积物，进行了一系列的孢

粉分析工作，发現在猿人化石地层以下的第一种泥砾中，含有阴地蕨和大量的苔藓与卷柏等植物孢子，說明第一种泥砾是在比較寒冷的气候下沉积的。在含有猿人化石的地层中，則含有榆属、柳属、樺属、朴属、松属、椤属、雪杉属、鵝耳櫪属、榿属及椴属等植物，它們大都是代表温暖气候的，可能代表一个間冰期。在第二种泥砾的上部，即砖紅色泥砾中，找到了虎耳草属、卷柏属、菊科（包括蒿属）、苔藓和毛茛科等，它們是表示寒冷气候的，而植物成分与第一种泥砾中所見者有所不同，可能代表另一冰期之时代。在上砾石层中最近也找到了苔藓、蕨类和多数卷柏的孢子与少数裸子植物花粉，說明“上砾石层”的砾石泥沙的沉积物也是在寒冷气候环境下堆积的。周口店地区的三种泥砾的性質迥异，在洞內的泥砾及下砾石层已找到一些植物化石作为証明。第三种泥砾尙須作进一步的鉴定工作。現就目前已掌握到的資料来論，它們很可能代表着三个冰期的产物。上砾石层下部是否与洞內泥砾属同一冰期抑或不同冰期，則尙需作进一步的鉴定工作。但是这个初步結果，即周口店地区曾有多次冰期的冰川作用，对北京西山其他地区以至太行山更广泛的地区来看，是具有普遍意义的。

就現有的冰川遺迹的各种資料，都显示中国的冰川主要是山麓冰川和山谷冰川，在若干地点曾有过規模較大的山麓冰汛并和多次冰期，各冰期之間隔以温暖、甚至亚热带气候的間冰期。

廿五年前，在庐山地区，李四光教授已經論証山上山下共經过三次冰期，最古者名鄱阳冰期，其次是大姑冰期并分为前后两段，最后者称庐山冰期。并将鄱阳、大姑、庐山三个冰期与阿尔卑斯地区的羣智、民德、里斯三次冰期相試比。上述三次冰期的主要論据，系根据三种不同的冰磧物。它們的固結程度、分布情况和經受湿热变化之深浅，各不相同，如鄱阳和大姑冰磧物所具有的特点，在庐山期的冰磧中，則不具备[4]。

在庐山地区早期提出的三次冰期之論断，在长江下游地区的后期工作中，得到了进一步証实。在庐山长岭头以东的蓮蓬山及庐山东北鄱阳湖边姑塘鎮附近，最近楊怀仁教授和他的同事們发現了晚期冰磧物复于前期冰磧物之上。在蓮蓬山所見者，系庐山冰期的冰磧物复于大姑冰期的冰磧物之上，后者遭受显著的推动与挤压。在姑塘鎮附近所見者則为大姑冰磧物复于鄱阳冰磧物之上，两者界限极其清楚，接近接触面地位。鄱阳期的泥砾遭受大姑期的冰流挤压与扰乱的現象也很明显，于鄱阳冰期的泥砾中不仅具有西北-东南与东北-西南两組交叉节理，而且其中砾石多已由挤压近乎直立而显現有次序的排列，排列面走向近乎南北，很陡地向西傾斜（照片 12）。这些現象不仅說明鄱阳期的冰磧物曾遭受了強烈的推动作用，同时也說明它在遭受推动以前，还需要有一定的固結作用的时間，所以未被全部侵蝕掉，而得以部分保存。在庐山之北，九江南郊有高达 50 米及20米两級阶地，它們分别代表大姑、庐山两个冰期的冰水阶地[19]。在长江中下游两岸如大別山及黄山等地，新老冰磧之泥砾及其有关的沉积物，固結之情况与受湿热变化深浅之情况，大部与庐山及其外围地区者相象。最近在安徽大別山区，对冰流遺迹进行了調查，根据冰磧之特征及其分布也提出三次冰期作用的論据。

不同的冰期，在中国其他各地，也有实例。在长江中游山区，鄂西茅田附近与建始盆地（見图 3），以及川西雅安地区（見图 4），都已提出四个冰期和三个間冰期的論述。在貴州高原中部和桂北地区，也有多次冰期之踪迹[33-34]。最近的研究，在东北大兴安岭东坡可

能有四次冰期，其中两次显示比較清楚，最古者展布范围最大，最末一期仅限于高山山谷地区。在中国西部现代冰川甚为发育的天山地区，經过早期和近年来的观察，以終磧垅为証据判断出共有三次冰期，結合阶地的发育和老冰磧物的展布还可能有四次冰期[24,31]。在川西龙門山南段东坡的冰川遺迹，按最近李承三教授等的观察結果，可以划分为四次以上的冰流遺迹。横亘中国中部、接連西部山区与东部平原的秦岭山脉，在它的东段，陕西区域地質測量队已提出三次冰期的論述，最后的一期規模很小，称为太白冰期。太白冰期似乎可以与威斯曼提出的大理冰期相比，它是代表中国西部最后的一次冰期。

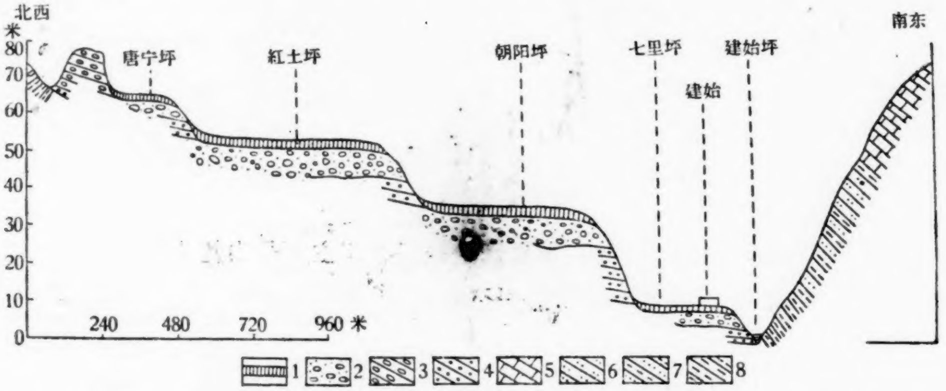


图 3 鄂西建始盆地横剖面素描图（表示四級阶地，每一阶地之上均有泥砾。据景才瑞）

1.棕黄色壚坶； 2.泥礫； 3.礫岩； 4.紅色砂岩； 5.灰岩； 6.石英砂岩； 7.砂质頁岩； 8.頁岩

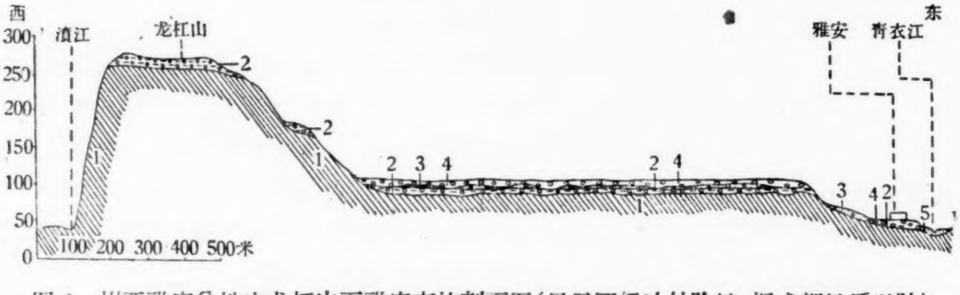


图 4 川西雅安盆地中龙杠山至雅安市的剖面图（显示四級冰蝕阶地，据成都地质学院）

1.基岩； 2.泥礫； 3.泥砂； 4.礫石； 5.近代河流堆积

研究中国各地冰川流行的遺迹，使我們得到这样的結論：中国若干地区都可以划分为四次冰期和三次間冰期，根据过去工作結果，它們名为：鄱阳、大姑、庐山、大理四个冰期和鄱阳—大姑、大姑—庐山、和庐山—大理三个間冰期。

中国大冰期冰川遺迹的研究还存在着許多急待解决的問題，其中比較重要并为我們当前工作所注視的有以下几点。

1. 在一些阶地和山麓平原地区，常有泥、砂、砾石混杂一起的沉积物，在它的上边有时复以黄土，有时复以其它表层沉积，与这种沉积物相关联的有各种砾石层，它們分布相当广泛。例如太行山东麓，这些沉积物就有广泛的分布。在华北平原中部数十米以下的鉆孔中也常常遇到。它們一般被視为“洪积”或大片“山麓堆积”，对于它們的成因尚未取得

一致的解释。 自从华北平原西部太行山区第四紀冰川作用确定以后，推測这样大片的泥沙砾石形成的原因，可能与冰水的沉积作用有密切的关系。

2. 中国冰期和間冰期气候的确定，与当时生物羣的分布和更替有一定的关系。 中国不止一次地发現了代表寒冷气候和温暖气候的生物，前者如披毛犀、猛獁象、虎耳草、阴地蕨等，后者象梅氏犀、水牛、楡属、柳属等。它們是部分地或者是全部混居于同时还是居于不同时期的問題，急需作进一步的工作加以明确。 研究第四紀古生物的演变和它們所居的层位，对冰期的划分和对比是具有重大意义的。 葛尔騰博士和徐仁教授等曾对猿人洞穴中及其附近的孢粉作了一些論述和分析工作[37]，周明鎮博士最近对华南第四紀哺乳类动物的演化与第四紀气候的关系，提出論述，他們适时地对当前討論的有关問題提出意見。

3. 中国各种黃土沉积的部位和分布的情況，过去很少結合冰川及其外围沉积物的特征，进行統一的考虑和分析。 有的黃土是否属于冰前或冰川外围的沉积物，現在还不明了。关于中国黃土分期的依据，也应考虑冰期和間冰期对它的作用。 因此对于已經肯定和尙存疑問的冰川和冰水沉积物同各种黃土和部分紅土的关系問題，也是我們当前冰川工作需要进一步深入研究的問題。

4. 从冰期和間冰期气候变化的观点来划分中国地文期的問題，以及冰期以后的侵蝕作用对过去历次冰期和間冰期所形成的而重合交織在一起的地貌的影响問題，也是当前冰川地形研究工作中值得重視的問題。 我們現时观察的地貌是綜合地貌形态，也就是从較近地质时期，至少是从第四紀以来，地球表面，历經各种作用直到現时阶段所呈現的总的形态。过去仅根据阶地和准平原的高低所划分的地文期，大都未考虑冰川的作用，因此在有关地区冰川作用証实了以后，对地文期的划分有重新考虑的必要。

参 考 文 献

[1] Lee, J. S. Notes on traces of recent ice action in Northern China; Geol. Mag. LIX, pp. 14—21, 1922.

[2] Lee, J. S. Quarternary glaciation in the Yangtze Valley; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XIII, No. 1, 1933.

———— Data relating to the study of the Problem of Glaciation in Lower Yangtze Valley; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XIII, No. 3, 1934.

———— Confirmatory evidence of Pleistocene Glaciation from the Huangshan, Southern Anhui; Bull. Geol. China, Vol. XV, No. 3, 1936.

[3] Wissmann, H. V. Huangshan excursion report; Journ. Geogr. Soc. China, Vol. III, No. 4, 1936.

———— The Pleistocene glaciation in China; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XVI, pp. 145—169, 1937.

———— Die Quartare Vergletscherung in China; Zeitschr. Erdk. Berlin, Gahrgang 1937, Nr. 718, pp. 241—262.

[4] Lee, J. S. Quaternary glaciation in the Lushan Area, Central China; Monography of the Institute of Geology, Series B, Vol. II, Academia Sinica, 1937 (Published by the Institute in 1947).

[5] Li, C. and Wu, Y. S. A Preliminary note on Quaternary Glaciation in Western Hupei; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XX, No. 1, 1940.

[6] 李四光：鄂西、川东、湘西、桂北第四紀冰川現象述要，地质論評，第五卷第三期，1940。

[7] 馬振图：湖北五峰鶴峰宜昌、宜都等县所見之冰川現象，地质論評，第5卷第5期，頁423—430，1940。

[8] 李承三、高泳源：广元属大巴山冰川地形，地理，2卷。 1—2期，頁3—14，图版4，1942。

[9] 李四光：中国冰期之探討，学术汇刊第一卷第一号，1942。

[10] 郭令智：大巴山东段第四紀冰川地形，地理，第3卷，第3—4期，頁5—12，图版3，1943。

[11] Sun, T. C. Glacial Features in N.W. Kwangsi Bull. Geol. Soc. China, Vol. XXIV, 1944.

章人駿:浙江平阳县矾山矾石矿:浙江地质第一号,浙江省地质調查所,1950。

[12] Barbour, G. B. The Taiku deposits and the problem of Pleistocene climate; Bull. Geol. Soc. China Vol. X, pp. 71, 1931.

[13] Barbour, G. B. Analysis of Lushan glaciation problem; Bull. Geol. Soc. China, Vol. XIII, p. 647, 1934.

[14] 李承三、郭令智:"康定道孚之冰川地形",地質論評,第四卷第1期,1939。

[15] Yuan, F. L. Some Pleistocene glacic-fluvial deposits in Sikang. 1941. Science Report, Tsinghua University.

[16] Richardson, H. L. The Ice Age in Western China; Jour. of W. China Border Research Society (Chengtu), Vol. 14 Series B.

[17] 熊永先:松潘岷嵕山麓冰川遺跡;地質論評,10卷3—4期。

[18] 王嘉蔭:四川峨嵋之冰川遺跡,中国科学,第二卷第一期,121—131頁,1951。

[19] 楊怀仁、楊森源:长江下游第四紀的冰緣現象,第四紀研究,第一卷第二期,1958。

[20] S. Kozarski. Fossil Congelifluction Covers in the Northern Part of Lushan (Central China).

[21] 严欽尙:大兴安岭附近冰川地形,地質学报32卷,第一二合期,1952。

[22] 楊怀仁:諾敏河流域的冰川地形,南京大学学报第一期,1955。

[23] 裘善文、刘兴汗、王振民:辽东半島唐帽山地区第四紀冰川現象之初步观察,地理知識第12期,1959。

[24] Huang, T. K. Pleistocene Moraine and Non-moraine deposits in Taqlaq area, North of Aqsu, Sinkiang; Bull. Geol. Soc. China, Vol. 24, 1944.

[25] Huang, T. K. and Cheng, Y. C. On the occurance of Pleistocene glaciation along the Northern Margin of the Tarim Basin, Science record, Vol. I, No. 3—4, 1945.

[26] Wong, W. P. and Li, S. K. A Preliminary Study on the Quaternary glaciation of the Nanshan; Bull. Geol. Soc. China, Vol. 26, 1946.

[27] 刘增乾:祁連山南麓大通河流域之冰川地形,地質論評,第11卷,247—251頁。

[28] 中国科学院高山冰雪利用研究队:祁連現代冰川考察报告,科学出版社,1958。

[29] 张宝升:太白山冰川地形,中国第四紀研究,第一卷第二期,1958。

[30] 夏开儒:祁連山北段古冰川作用与冰緣地貌特征的初步观察,地理学报,26卷,第三期,1960。

[31] Г. A. 費道罗維奇、严欽尙:中国西部天山冰期的次数和性质問題,中国第四紀研究,第三卷,1961。

[32] Kuo, W. K. and Yeh, C. C. Preliminary note on the Quaternary glaciation in North-eastern Yunnan; Bull. Geol. Soc. China, Vol. 24, 1944.

[33] Lee, J. S. Vestiges of Corrie-glaciation of the Kweichou Plateau; Bull. Geol. Soc. China, Vol. 27, 1947.

[34] 孙殿卿、徐煜坚:广西第四紀冰川遺迹之初步观察,地質論評9卷,3—4期,1944。

[35] 納利夫金:亚洲地質史的光輝一頁,科学通报四月号,1961。(朱海之譯自苏联自然杂志1960第八期)。

[36] 王曰伦、賈兰坡:周口店第四紀冰川現象的观察,地質学报第32卷第1、2合期,1952。

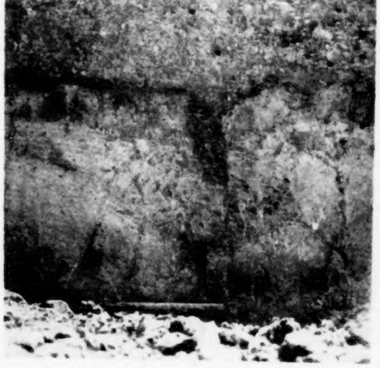
[37] Bjorn Kurton. New evidence on the age of Peking Man; Vertebrata Palasiatica Vol. III, No. 4, 1959.

照片 1. 长江之北，安徽庐江馬鞍山出露之冰磧物。主要部分均为砖紅色泥礫构成，泥礫为砖紅色粘泥与大小礫石混杂堆积，毫无层序可寻，泥中含有少量虫状白条与白斑，礫石也有带条痕者。

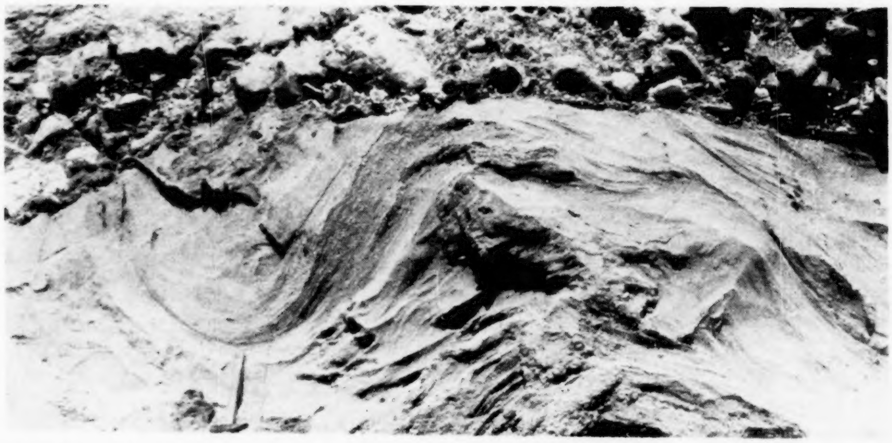
照片 2. 川西岷江支流杂谷脑河谷冰川搬运的花崗岩巨大漂礫。直径达 9 米，搬运距离約 20 公里。

照片 4. 鄂西恩施盆地西北部，在松軟、水平的紅色砂岩中，由于冰流活动所造成的表面构造。图示仅在岩层上部含有的冲断与破裂，冲断面傾向西北，傾角由 40° 至 60°。

照片 3. 在鄂西恩施盆地冰川底磧中找到的石質坚硬而擦痕完美的石英砂岩冰川条痕礫石。这个礫石已达渾圓形状，各面均有擦痕，擦痕方向也不一致。

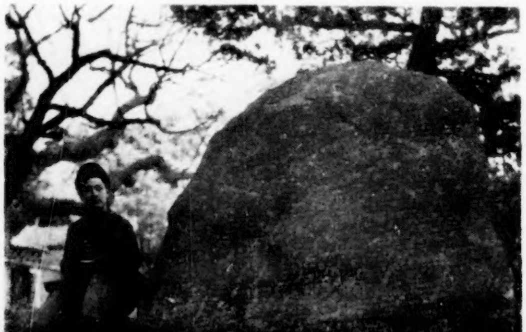


照片 5. 长江之北，安徽境内大別山东北麓，霍山县城西南三公里，渠道南岸，紋泥及其以上含鉄錳質的风化壳。由于冰流移动所发生的表层构造，将上述两者挤压而成褶皺。



照片 6. 河南三門峡，窰头沟东岸，在来源很远的大小礫石之下，砂层与泥砂层褶曲的形象。
这种表面构造，只有冰流活动才能說明它的成因。

照片 7. 北京西山，三家店东北两公里，保存完美的基岩冰溜面。
照片右边象地毡一样可以捲起来的是冰溜面上的那层粘泥。



照片 8. 北京西山名胜之一的八大处，找到了石質坚硬、經过搬运的巨大条痕礫石。
条痕完美，粗細不一，方向各异，肯定是冰川条痕。

照片 9. 周口店猿人洞内泥礫的近照。这种泥礫风化較深，固結較紧，为浅顏色。位于它上边的堆积物中，含有丰富的化石，其中包括著名的北京人化石。在泥礫中含有 *Botrychium* cf. *lunaria* (L.) SW., *Selaginella*, *Bryophyta* 等。

照片 10. 北京西南 47 公里，周口店附近出露的冰碛物。砖紅色泥礫(深色者)包着风化深的另一种泥礫(浅色者)，两者界限甚为清楚。前者含有 *Saxifraga* sp., *Selaginella*, Ranunculaceae, Compositae 等植物遺迹。

照片 11. 周口店猿人洞頂部的堆积物，即过去所称之"上礫石层"，在它的上部为胶結甚紧的水平层含有灰岩碎片，下部为礫石和砂泥混杂之物。照片中 A, B, C 即与图 2 1、3、4 相当。

照片 12. 在江西庐山东北姑塘附近出露的剖面。显示两期冰碛物的接触情况，即大姑冰期砖紅色的冰碛与深受湿热变化的鄱阳冰期的泥礫的接触关系(放鉄錘之处就是它們的接触处)，后者显受过表面的推动和干扰。

THE GREAT ICE AGE GLACIATION IN CHINA

By Sun Tien-ching and Yang Huai-jen

(Abstract)

During the past decade, extensive geological and geographical explorations into numerous mountainous areas and in some of the subjoining piedmont plains have brought home large quantities of materials positively proving wide distribution of vanished glaciers of the Great Ice Age. The materials include: (1) erratic blocks, (2) faceted, polished pebbles and boulders with typical glacial striae, (3) planed, polished, gouged and striated rock surface, (4) moraines, (5) epitectonic phenomena, namely tectonic disturbances caused by surface drag on loose and stratified deposits or the superficial layer of bed rock underneath boulder-clay, (6) ice sculptural land forms damaged to various degrees through inter- and post-glacial erosion.

The mountainous area of northwestern Hupei, the Lushan and its surrounding plains, the scenically superb mountains of the Huangshan and parts of the Taipêhshan, in central Yangtze valley, as well as the mountains on the western border of the Red Basin of Szechuan yielded reliable evidence for glacial action in the initial stage of our research on the subject. Subsequent investigation on a wider scope enabled us to recognize that glacial phenomena also prevailed in the Great Khingan, Chilienshan (Nanshan) and Tienshan areas. Nor does the Yangtze belt mark the southern limit of glaciation as was once supposed. Indisputable evidence for glaciation has been gathered from Kweichow, Yunnan and even northern Kwangsi in recent years. Even in the region of North China now characterized by a dry climate we have found unmistakable traces of glacierization in a number of places, notably in certain spots in the Western Hills of Peking.

The materials in hand converge to show the occurrence of poly-glaciation essentially of the corrie type in northern and southern China separated by inter-glacial periods of genial or even subtropical climate.

Many important problems however still remain unsolved. The more significant ones concern: (1) the origin of boulder- and-clay deposits and their associated gravels in places where they are only partly preserved on a terrace tread or levelled down to a plain in the lowland often covered by loess or other superficial deposits, (2) the question of demarcation between glacial and inter-glacial periods and of the age of these periods, (3) the question as to whether some or all of such arctic faunal and floral elements as *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*, *Saxifraga*, *Botrychium lunaria*, and of the warm climate ones such as *Rhinoceros mercki*, *Bubalus*, *Ulmus*, *Salix* lived side by side or in separate periods, (4) the question as to how the proved or suspected glacial and fluvio-glacial deposits are related to the different formations of Huang-Tu (loess), (5) the division of physiographic stages from the point of view of alternating glacial and inter-glacial climates and the influence of post-glacial erosion upon the superimposed erosional effects on past land surfaces throughout the glacial and inter-glacial periods.

第41卷 第3-4期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 3-4
1961年12月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

在南岭地区一个多金属矿床进行綜合普查勘探方法試驗的成果

張思撣 李慧貞

这是一个地质队与科研单位合作的綜合普查勘探方法典型試驗成果，我們将其中主要部分介紹于后。

一、矿床地質概述

該矿床位于南华准地台湘桂粤褶皺带之东側，属北江干涉带。按其地质特征及勘探程度，分为东西两个矿带，其間为一山脊所隔。

（一）地 表 特 征

本区属中高山地区。东部矿带为一不对称山間盆地。西部矿带則地形陡峻。山峯海拔1063余米，盆地最低处标高600米。

区内基岩出露不良，但鉄帽极为发育，主要分布于东部矿带范围内。該鉄帽与深部硫化矿体尙間隔有数十米厚之頁岩和灰岩（图9），經研究后，証实它是由另一个硫化矿体氧化生成。鉄帽主要由褐鉄矿組成，不具磁性和导电性。此外，炉渣、废石及老窿遍布全区，給金属量測量的解释造成困难。

（二）地 层

自下而上出露的地层有：泥盆系下、中統（桂头羣），泥盆系中統东崗岭阶，侏罗系下統（兰塘羣）。詳見綜合柱状图（图1）。

（三）构 造

矿区东部有一軸向为北西20°的向斜分布，其东翼緩，西翼陡，北端翘起，两翼为北北西向的断裂所割切。向斜軸北寬南窄。东部矿带就展布于这个向斜分布的地段内。矿区西部为侏罗系构造盆地，系一軸向为北北西并向东倒轉的向斜盆地，西緣为断裂所破坏，形成小型"地塹"。西部矿带卽位于其东緣与次流紋斑岩之接触带上。

断裂有北北西、北北东及北东东三組。以北北西向的一組为最发育，多属高角度之逆断层性质的断裂，为主要矿液通道及容矿构造。而北东东向为平移性质的横断层。在其与北北西的一組断裂相交会处最利于成矿。此外，层間滑动亦为东部矿带控制成矿的主要构造因素之一。

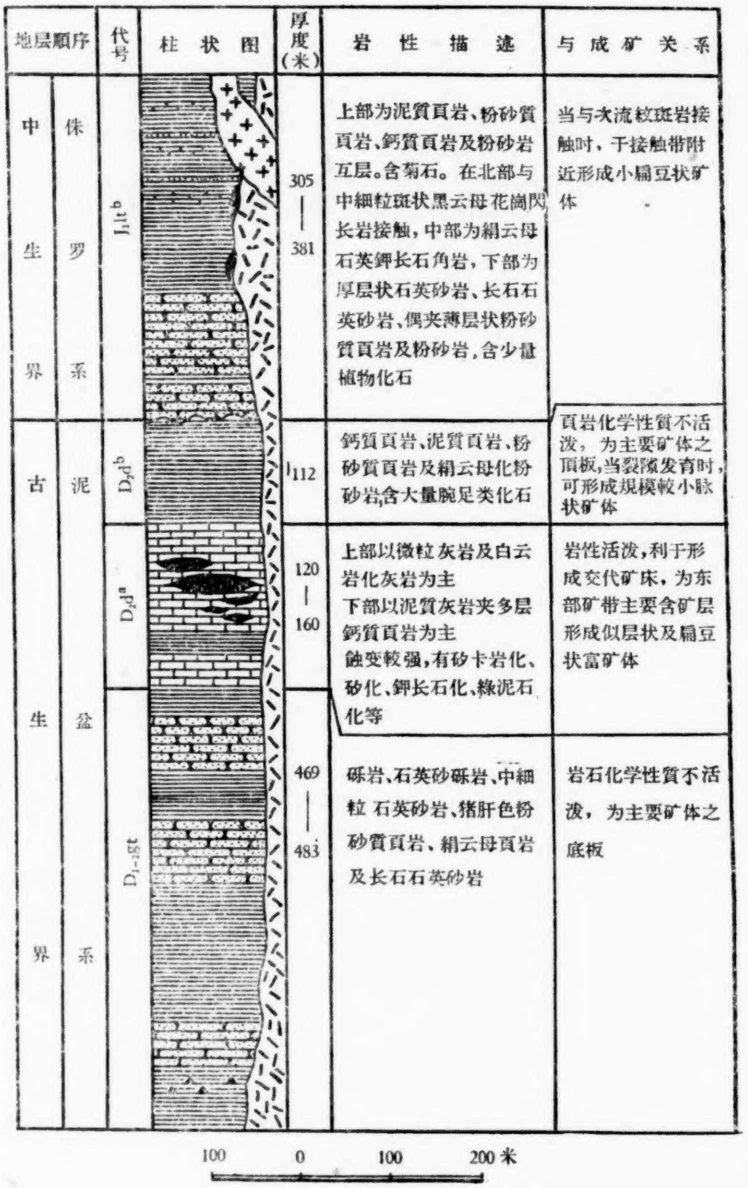


图1　綜合柱状剖面图

(四) 火　成　岩

区内出露的火成岩均属燕山运动早期岩浆旋迴的产物，現按侵入順序分述于下：

1. 次流紋斑岩：沿北北西向逆断层侵入，近南北向分布，向东傾斜，傾角一般在 60°—65°，地下 300 米处变緩，約 50°。岩石蝕变甚深，与矿体的空間分布有着密切的关系。該斑岩不具磁性，而电阻率較高，可采用电法查明其深部产状以及間接地寻找在空間分布上与其有关的矿体。其金属元素的平均含量一般均較其他岩石为高，Cu——24.1 r/g，Pb——25.3 r/g，Zn——23.1 r/g。

2. 中細粒斑状黑云母花崗閃长岩：出露于矿区北部，受北东东向断裂控制，呈一岩株侵入次流紋斑岩中。岩体与东崗岭灰岩和下侏罗統砂頁岩呈侵入接触，形成矽卡岩和角岩。岩体本身受到云英岩化和強烈的矽化以及黄鉄矿、錫石、白鎢矿、輝鉬矿的矿化。与矿体的空間关系亦十分密切，初步訊为矿床成矿时期与岩体侵入期十分接近。岩体属弱磁性，但高于沉积岩两个級次，因此有可能用磁法寻找隐伏岩体。

3. 輝綠岩及粗玄岩：呈岩墙和岩床零星分布，而且往往有黄鉄矿、磁黄鉄矿及少許黄銅矿等矿染，蝕变甚深，粗玄岩較新鮮，矿化微弱。

（五）矿　带　分　述

1. 东部矿带：矿带南北长达 3,200 米，共有矿体数十个，其中以一号矿体最大，长 2,760 米，平均水平寬度約 340 米，平均垂直厚度約 30 米，最大厚度达 120 米。該矿体賦存于东崗岭灰岩中，呈似层状，其形状产状之变化与前述向斜的变化一致，即西緩东陡，南窄北寬，北部有翘起現象，在向斜軸部最厚，向两側逐漸变薄或突然尖灭。

矿石中主要有用元素为銅、鉛、鋅，其次为硫、鎢、鉬。主要金属矿物有磁黄鉄矿、黄鉄矿、黄銅矿、方鉛矿、閃鋅矿及白鎢矿、輝鉬矿。矿石构造以致密块状、条带状为主。

磁黄鉄矿属強磁性矿物，而矿体围岩实际上不具磁性，因此用磁法直接寻找与磁黄鉄矿紧密伴生之銅矿矿体十分有利。磁黄鉄矿、黄鉄矿和鉛鋅矿等硫化矿均为良导电体，宜于采用各种电法探寻，至于矿石密度虽較围岩高 1.26 克/厘米^3，但因地形切割剧烈，不适于采用重力測量。

原生矿体沿走向分带明显，从北向南可分为三带：

(1) 黄鉄矿带(39 綫以北)，

(2) 黄銅矿、磁黄鉄矿带(39 綫—4 綫之間)，为銅的主要矿带。

(3) 鉛鋅矿带(4 綫以南)，为鉛鋅的主要矿带。

矿带之間系漸变过渡。

2. 西部矿带：原为未知矿带，通过綜合地質普查勘探工作后方有所了解。矿带的某些方面(如矿石物質成分)与东部矿带近似，有关情况将在第三章中叙述。

二、东部矿带綜合普查勘探方法試驗成果

东部矿带曾进行过勘探工作，对于矿床地質等情况已有所了解，是进行方法試驗的有利地段。

在已知矿带及其附近，先后作了磁法、充电法、联合剖面法、多頻振幅法、自然电場法、中間梯度法、四极剖面法、激发电位法、低頻感应法、原生暈、次生暈、水化学、分散流等 13 种物、化探方法試驗。試驗結果表明，在本区以磁法、充电法、原生暈效果最好，可作为工作之主要手段。其他方法在本区的效用则各有不同。

本区地形切割剧烈，与地形有关的电場干扰很強，且矿体埋藏較深，所以不宜采用自然电場法作大面积的工作。多頻振幅法对本类型多金属矿床是有效的，但其工作方法及仪器性能尙待进一步研究改进。低頻感应法效率高，装备輕便且虛分量基本不受地形影响，但探测深度小，理論基础还有待进一步研究。联合剖面法在已知矿体上异常很明显，

但其效率低，特别是在本区接地困难的条件下，該方法可用来检查其他方法所取得的异常。用激法电位法在本矿带进行工作不多，据已有不充分的資料看来，异常超过矿体范围而反映了矿化带的范围，所以仅适宜用于普查阶段圈定矿化带。中間梯度及四极法可用以了解次流紋斑岩之产状变化。分散流可以圈定远景地区之大致位置及范围，并能对矿化分布特征提供資料。水化学也可得出与分散流相类似的結論，但不如分散流結果明显。这两种方法更宜用于小比例尺的普查工作中。金属量測量虽有很強的异常出現，但可能是地表废石堆、炉渣及鉄帽引起的，不易正确解释。

由于东部矿带地表有巨大鉄帽分布，原生暈工作仅在局部地区采集了地表样品，而主要是在60多个鉆孔中按 3 米間距采集了 2,000 多个样品进行研究。

研究結果发現原生暈的規模巨大：根据矿带中北部原生暈长剖面的資料，銅鋅异常寬度达 800 米，而鉛砷异常寬度則达 1,600 米，均寬于已知矿带；根据鉆孔及地表資料，异常南北长 4,500 米。这一方面表明原生暈方法能有效的用于找矿，另方面由于暈的規模与当初矿液的規模以及矿床的規模是互相联系的，因此可用暈的規模去評价矿床的規模。此外还发現銅鉛暈強度与矿石品位的变化甚为一致；大于 100 r/g 的銅暈或大于 300 r/g 的鉛暈均与有經济价值的銅或鉛的矿化有关，而大于 300 r/g 之銅暈則与較富的銅矿化有关。对鉆孔暈中 Pb/Cu 比值的統計結果表明：該比值与矿石类型的变化有一定关系，当 Pb/Cu$<$0.7 时为銅矿石，0.7—2 时則是銅鉛鋅矿石，$>$2 时为鉛鋅(銅)矿石。对部分地表原生暈样品的統計表明也有同样的变化規律，但相对应的三种比值界綫分别为：$<$3,3—5，$>$5。这可能与地表岩石中部分銅的流失有关。以上銅鉛暈強度变化的規律及 Pb/Cu 比值的变化有助于評价深部是否有工业矿体存在及其矿石类型。

有关矿床地质的研究表明，矿体受岩性及构造的双重控制，并初步确定了它与火成岩的时間、空間关系。遍布本区的老窿、炉渣、鉄帽为良好的找矿标致。而鉄帽之各种特征可作为評价深部硫化矿体的依据。

上述成果的綜合分析对比表明，在地质观察与研究的基础上，配合使用磁法和充电法能够比較可靠地了解到矿体的分布范围、形状、产状，还可計算出具有一定精度的远景儲量。

(一) 运用綜合方法进行普查評价的成果

1. 矿体分布范围的确定

(1) 矿体长度的确定：

从图 2 中可見，在北 67 綫至南 36 綫之間呈現一北北西走向的十分明显的磁异常带。充电法結果(图 3)表明，在北 47 綫与南 36 綫附近等位綫十分密集，这說明矿体可能于該两处附近尖灭。当然，在北 47 至 55 綫間等位綫的密集也可作矿体驟然变薄或有东西向断层存在的推断。此外，从图 2 中还可以看到在北 67 綫至 20 綫間有鉄帽分布。专题研究表明，深部硫化矿体与鉄帽之原生矿体虽不同属一层，但由于其成因上的相似性，也可用鉄帽之規模来評价深部矿体。

通过上述資料的对比可以看出，磁法、充电法异常和鉄帽在空間分布上基本是一致

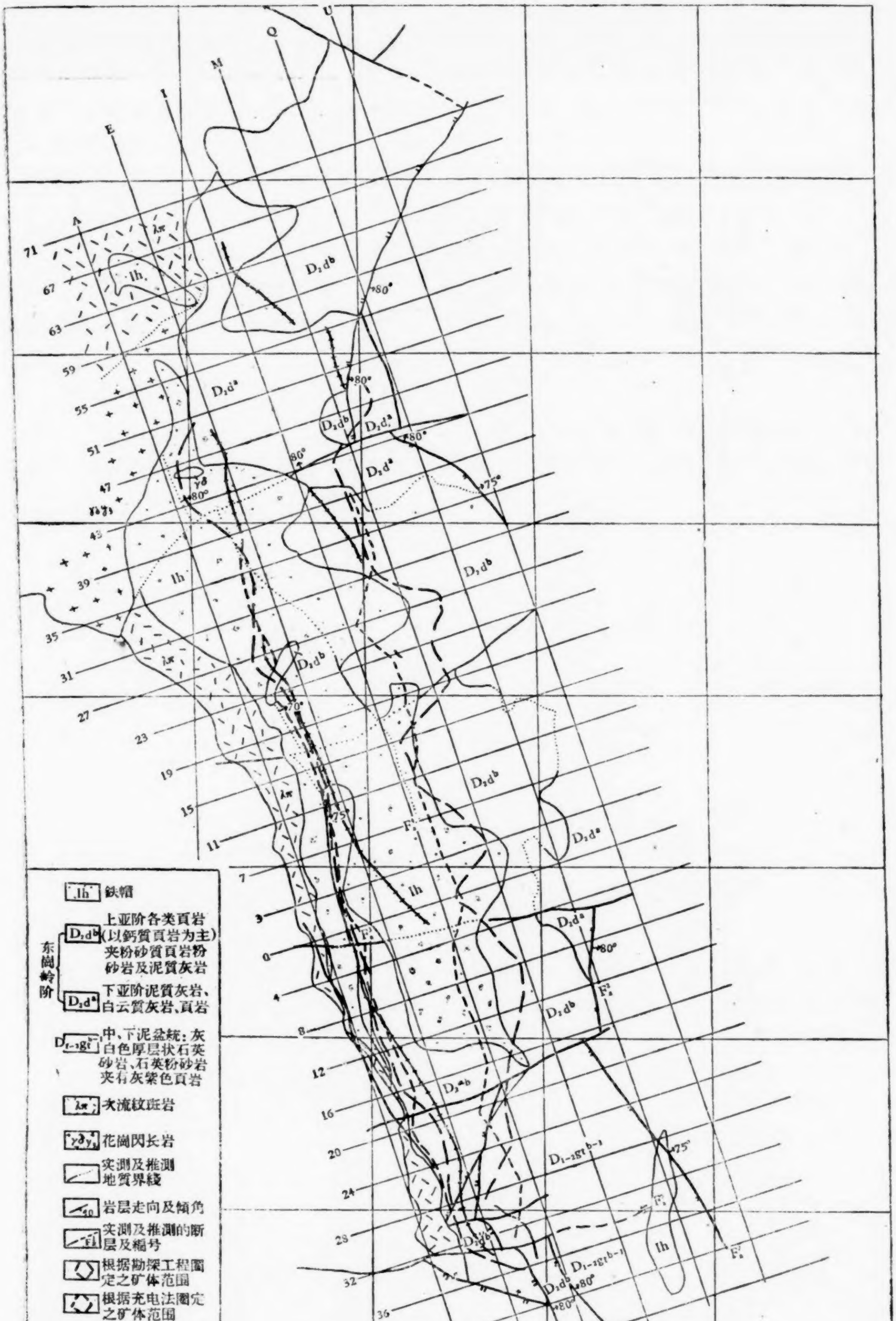


图 2　东部矿带地質、矿探綜合成果示意图

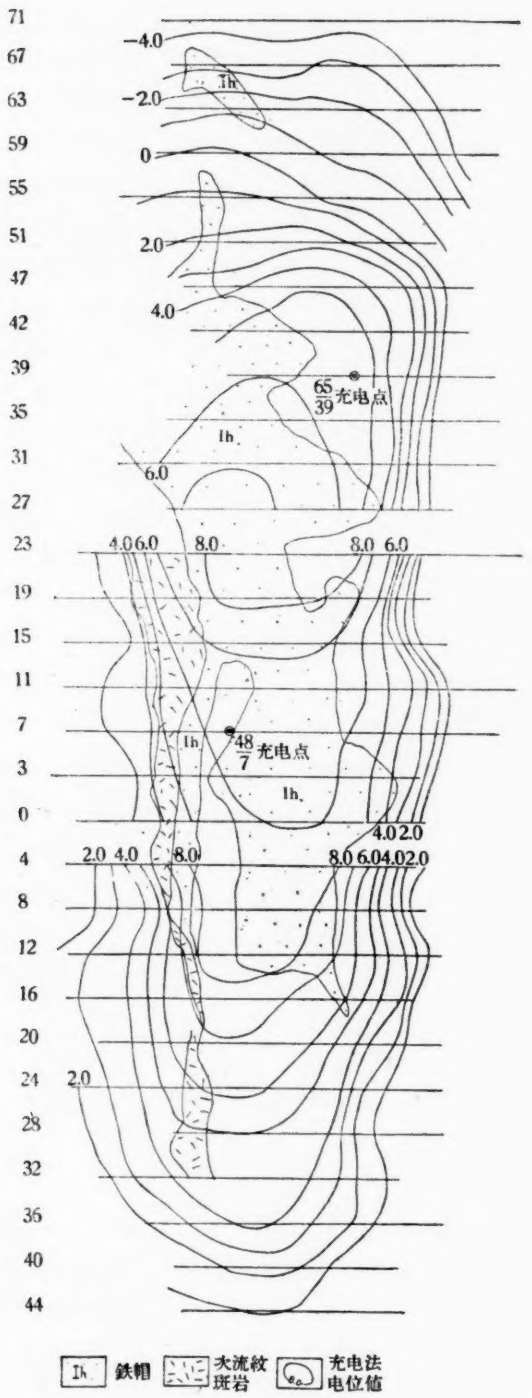


图 3 东部矿带充电法电位平面图

的，其中以磁异常最长。 根据物性测定結果，初步了解本区无其他非矿的強磁性地质体，故可用其长度(67 綫—36 綫)作为矿带长度。

由于矿带范围内矿体可能有所变化(如不連續)，因而将充电法等电位綫开始急剧变化之 47 綫和 36 綫为矿体的尖灭点，并据此来确定矿体长度也应当說是有根据的。

矿带长度的这种推断与矿带实际长度一致，而矿体长度则与占矿带矿石儲量 95% 以上的一号矿体的实际长度略有出入。应当指出，根据綜合地表資料尙难于对 47 綫以北一段矿体作出較詳尽的判断，但已作出可能有矿的推断，故这并不影响矿带的評价以及勘探工作的开展。

(2) 矿体地表投影寬度的确定：

从充电法电位及梯度剖面上(图 4)可看到，电位曲綫极大値寬而平緩，梯度曲綫在两极值之間有一寬的零值带或接近于零值的带，这反映出矿体的主要部分产状平緩的特点。

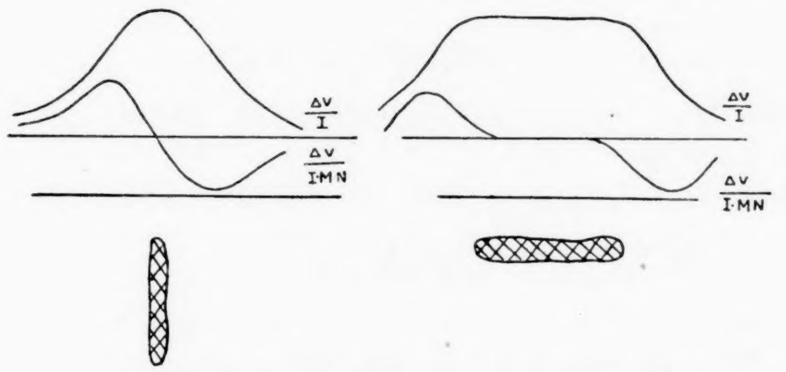


图 4 陡立及水平产状矿体充电法电位及梯度曲綫示意图

如图上所示，該矿体与陡立产状矿体显然不同，后者在电位曲綫上只有一极大点，梯度曲綫上也只有一零值点。

对梯度曲綫的进一步定量研究表明，有可能用充电法确定矿体在地表的投影寬度。方法是在梯度曲綫的内拐点上作一切綫，左右两切綫与横座标軸交点之間距，卽为矿体寬

表 1

綫 号	根据梯度曲綫确定之矿体投影寬度(米)	鉆孔控制之矿体投影寬度(米)	相对誤差%
0	320	350	−10
3	330	400	−18
7	315	380	−17
11	330	330	0
15	390	250	+16
19	325	420	−23
23	370	370	0
27	260	420	−38
31	370	375	− 1
35	385	335	+10
39	340	355	− 4

度的水平投影(見图 5、7)。表 1 是几条剖面計算的驗証数据。

从表 1 以及图 2 可以看出,这样确定的寬度与鉆探控制的寬度一般都很接近,但少数剖面上誤差較大,而且一般是上部較吻合,延深的一端誤差較大。这些誤差往往是由于根据鉆孔确定的矿体寬度包括了接近尖灭处的十分薄的部分,而充电法則只反映矿体較厚部分之故。例如 3 綫及 19 綫矿体較厚部分分别为 375 米及 300 米,这样就与充电法結果更为接近。 此外誤差的出現也可能是由于工程未实际控制住矿体,因为即使間距加密至 50 米,有限外推本身所包含的誤差也可能达 25 米,而无限外推的誤差就可能更大。此外,由于进行充电法梯度测量时点距不够密,使所得曲綫不够圓滑,这样在进行图解时的主观因素也是产生誤差的原因。

应当指出,用曲綫內拐点切綫与横座标相截部分間距估算矿体的水平投影寬度的方法是在实践中摸索出来的,其中某些因素如傾角、深度等影响尙未估計在內,因此还有待通过理論計算及模型試驗来加以驗証。

2. 矿体形状、产状的确定

在綜合研究磁法、充电法資料以及矿体賦存的地质条件的基础上,便有可能对矿体的形状、产状作出近似的推断。

根据主矿体受东崗岭灰岩控制;充电法、磁法所反映之矿体的巨大規模,便可初步地推断出矿体形状为似层状。此外,在对矿石物质成分有初步了解的基础上,便可根据磁法及充电法曲綫在矿带范围內的变化,来推断矿体形状的变化。如在 12—47 綫間充电法等值綫沿走向降落不大(参看图 3),反映了这一段的矿体厚而稳定,其中 0—27 綫的一段磁測曲綫极为規則,強度在 400—800γ 之間,这除反映了矿体含磁黄鉄矿多,还表明了此段是矿体厚度最大、形状最規則的部分。12 綫以南及 47 綫以北的充电法电位曲綫变得密集(特别是 47 綫至 51 綫間的一段),磁异常值也逐渐減小,曲綫也变得不規則,这說明了矿体变薄,含磁性矿物減少,且形状也有比較大的变化。这些都与勘探結果一致。因此根据以上資料就有可能对矿体总的形态及其变化作出初步的判断。 应当指出,在能利用地表原生暈資料的条件下,不仅更便于进行上述綜合分析,而且有可能对矿石类型作出預測。

矿体的产状也可通过各种資料的綜合分析来了解。 前已述及,根据充电法梯度曲綫就可得出矿体产状平緩的初步結論。

从綜合剖面的研究中,首先发現磁异常极大值总是对应着矿体的頂端。这样,根据磁异常軸在充电法所圈定的矿体范围內的位置,便可以确定出矿体的傾向。 如图 2 所示,32—27 綫,43—47 綫等段磁异常軸靠近充电法圈定矿体之西,說明在这些地段矿体向东傾;而在 31—39 綫間磁异常軸靠近东边,这表明此段矿体改向西傾。 这与矿体的实际产状基本一致。此外,根据矿体賦存于向斜中这一特点,也可說明矿体傾向有上述改变的可能性。因为矿体主要是富集于向斜軸部,这样随向斜两翼矿体的富集程度的改变,矿体傾向也就发生了向东向西的改变。

矿体的傾角則可用公式 $\tan\alpha = \frac{Q_z}{Q_H}$ (Q_z, Q_H 分别为垂直和水平磁力曲綫与横坐标軸間的面积)粗略求出。 曾对 7 条剖面进行了試算,所获結果与矿体实际产状近似,一般

偏离均在 10 度以内。

还曾对矿体頂端埋藏深度进行了定量計算，与实际埋深对比表明（見表 2），向量法較精确，平均誤差为 4.4%，半値点法計算簡便，結果也基本可靠，平均誤差为 9%。

表 2

綫　号	实际埋深（米）	半値点法計算之深度（米）	絕对誤差（米）	相对誤差%	向量法計算之深度（米）	絕对誤差（米）	相对誤差%
0	120	110	−10	8	120	0	0
3	120	110	−10	8	125	+5	4
7	65	80	+15	19	70	+5	7
11	70	70	0	0	70	0	0
15	75	80	+5	7	70	−5	7
19	110	120	+10	9	105	−5	5
23	120	107	−13	11	116	−10	8

但应当指出，以上深度均为磁异常极大値对应之深度，并非矿体之眞正頂端埋深，一般是靠近頂端但略偏向矿体中心。

根据以上的推断及定量計算，不仅对矿体的形狀、产状有一粗略概念，而且可以大致地勾繪出矿体的空間位置及其变化。

3. 远景儲量的估算

通过地質物化探方法和极少量勘探工程的运用，不仅可以对矿体的上述特征得到初步了解，而且可以在此基础上估算出精度能滿足远景評价要求的金属儲量。

矿体范围的确定一节中已談到，仅綜合地表資料，就可以近似地确定出北 47 綫至南 32 綫为矿体的长度，而在其他两节中則說明矿体的 47～27 綫，27～0 綫，0～32 綫等三段具有不同的地質特征（如厚度，矿物成份等）。在計算上述矿体时，为了使計算更接近于眞实，使儲量估算中某些数据更具有代表性（如根据少数鉆孔所了解的矿体厚度和矿石品位），将 47～32 綫間的矿体分为以上三段分別估算其儲量。

估算方法是先在每一块段中选择一具有代表性的矿体截面，乘以块段长度計算出矿体体积，然后乘上在个別工程中所了解到的矿石体重和品位，便得出金属儲量。

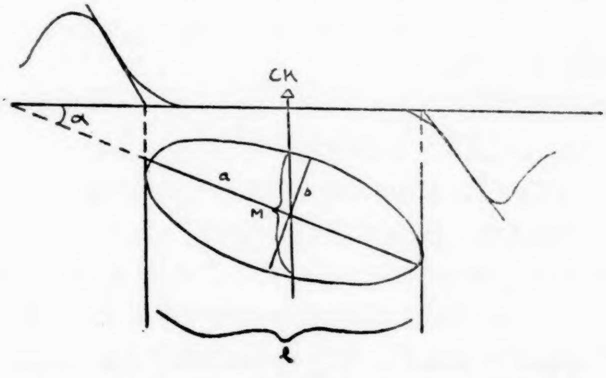


图 5　用一个鉆孔及充电法資料求矿体截面积示意图

根据矿体产状平緩，在向斜軸部(矿体中心)厚、两翼薄呈似层状或透鏡状这一特点，假定其截面积近似一橢圓，为了求出橢圓面积，在配合使用充电法梯度曲綫的条件下，只須在选定的有代表性的剖面綫上布置一个鉆孔。如图5所示。

橢圓面积 $S=\pi ab$, a, b 分别为长半径和短半径。

$$a=\frac{1}{2}l\frac{1}{\cos\alpha}$$

$$b\simeq\frac{1}{2}M\cos\alpha$$

$$S=\pi\frac{1}{2}l\frac{1}{\cos\alpha}\cdot\frac{1}{2}M\cos\alpha=\frac{\pi}{4}Ml,$$

M, l 分别为鉆孔所控制的假厚度和充电法求出之矿体在地表的投影寬度。

在驗算中分别采用了位于每个块段中部或略靠近块段中矿体寬厚一端的 35, 11, 12 等三个剖面作为代表性剖面。鉆孔則分别选用了此三綫上的215, 78, 25三个鉆孔。它們基本上位于向斜的軸綫上。

体重則都采用了4.19,而品位則分别用各孔中的加权平均品位。

将求出的金属儲量与勘探中計算出的整个矿体的儲量对比,銅鉛的儲量誤差約15%,鋅則大于200%。固然,由于鉆孔选择的偶然性,不能完全用上述百分比来說明計算的精确度,但在只用极少量工程(三个鉆孔)的条件下能作出这样較为正确的估計,就已突出地显示了綜合方法的优越性。

应当指出,在其他地区运用时,矿体截面也可根据矿体的形状特征,将其推定为菱形、三角形以及其他几何形状。

(二)綜合勘探方法試驗

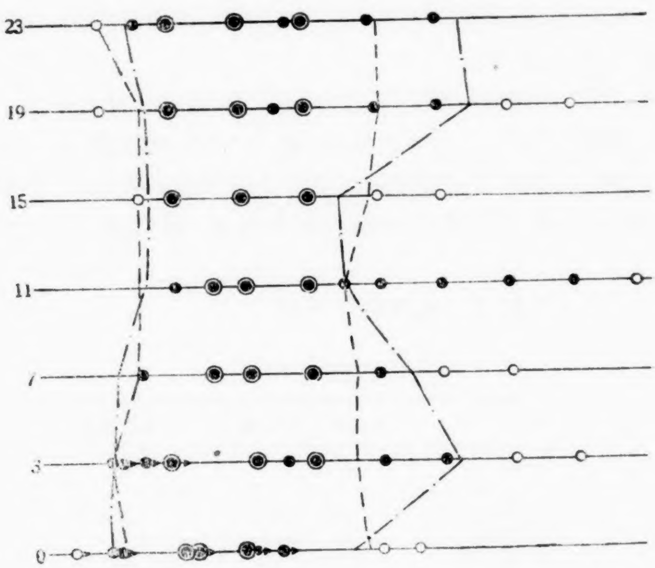
1. 节省边界鉆孔

采用充电法能够較可靠地圈定矿体的范围，从而节省远离矿体边界的普查鉆孔和有矿和无矿边界鉆。曾作如下試驗:在0—23綫长720米的地段内,先用充电法圈出矿体在地表的投影寬度,并以之代替勘探工程控制矿体边界。然后在所圈定的范围内,按100米間距布置鉆孔以控制矿体中部的变化。根据这些鉆孔和充电法对矿体的控制,計算了这一块段的矿石和金属儲量(見图6)。

儲量計算仍采用垂直平行断面法。矿体的圈定沿用705队所采用之工业指标及有关原則。中部根据三个鉆孔的資料以直綫連接矿体,两端則根据充电法所求出之尖灭点位置,磁法計算之矿体頂端埋深(h)以及矿体頂底板之产状将矿体作自然尖灭(图7)。

矿体面积用几何方法求得，体积則按相邻面积差(>或<40%)分别用菱柱或錐台公式計算。因参与計算之平衡表内矿石硫的品位均>15%,根据705队資料(当硫分>15%,体重为4.19;当硫分<15%时,体重为3.03)矿石体重均采用4.19。勘探工程中,剖面上和块段之矿石品位均用加权平均法求出。由于本块段主要为銅矿石,故只計算了銅的品位。

計算結果与705队59年9月計算之結果对比表明(表3)，除3綫面积誤差較大外，



說明：11 綫东边四个鑽孔所見矿体为另一个厚 1—2 米的小矿体

图 6　0-23 綫工程布置示意图

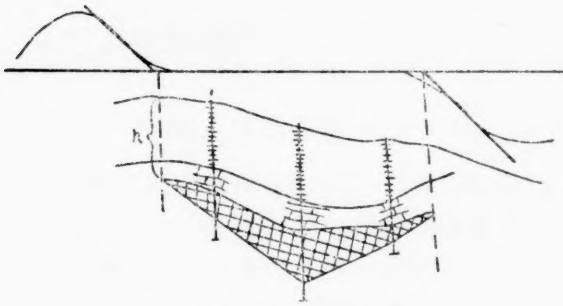


图 7　矿体圈定示意图

表　3

勘探綫号 ＼ 对比項目	面积百分誤差	金属儲量百分誤差
0	−8.8%	−34%
3	−51.1%	−22%
7	+0.08%	−1.3%
11	−8.3%	−5.2%
15	−3.2%	+14%
19	+8.6%	+3.4%
23	−15%	
平均	−16.2%	−7.1%

一般不大于10%。金属儲量誤差则除0—3, 3—7两小块段分别为34%,22%外,一般均小于10%,平均誤差只 −7.1%。

以上对比表明,不仅金属儲量誤差不大,而且矿体形状改变也不大。因而可以用充电法及磁法来代替部分边界鉆孔。还应当指出,在 −7.1% 的誤差中,尚包括了因抽去非边界鉆孔(按50米間距布置或用于控制构造的鉆孔)所产生的誤差。但經对比証明除去这些鉆孔后,使得矿体体积减小,所形成的誤差亦为負值,所以减少边界鉆所造成的誤差还应<−7.1%。

在表4中将两种方法的經济效果进行了对比。

表 4

对比項目	705队实用	用綜合方法所需	节約数量	节約百分数(%)
鉆孔数量(个)	61	21	40	65.5
鉆探进尺(米)	12,292.53	5,089.16	7,203.37	58.5
經費*(元)	370,619.78	153,438.18	217,181.6	58.5

* 按每米进尺30.15元計算

从上表对比表明,在进行驗算的这一块段內,节省了鉆孔40个,节省进尺58%。但应当指出,由于充电法求出的矿体寬度的精度(特别是深部的一边)尙存在一定的誤差,因而在一个新地区的工作中,仍需用部分鉆孔来継續追索矿体边界和进行驗証。

三、西部矿带綜合普查勘探方法之試用

(一) 运用綜合方法找矿

东部矿带进行綜合方法試驗过程中,在次流紋斑岩以西发現了长約1.6公里、寬数十至一、二百米的磁异常带,其分布范围北自27綫南至24綫。該异常带由于距东部矿带較近,受到东部磁异常的影响。用理論計算方法除去东部矿带影响后,則看出西部磁异常系一包括数条北北西走向之条带状磁异常带,分布于次流紋斑岩与下侏罗紀地层之接触带上(图8),具有如下特征:

(1) 异常明显,异常値一般在300—800γ之間;

(2) 曲綫变化虽不稳定,但有一定規律,可划分出数条呈南北走向、长短不等的异常軸;

(3) 北強南弱,北以15綫、南以8綫异常較強。

另外,从东部矿带充电法資料来看,于27綫至24綫間,电位及梯度在次流紋斑岩与下侏罗紀地层的接触带附近也有突变,并以15綫及8綫变化最明显,此結果与磁法相吻合(图9)。

为了查明引起异常的地質原因,进行了地表地質检查,結果在11綫相应的磁异常处发現了角岩。因此,有人認为异常位于不利于成矿的砂頁岩上,系由含磁鉄矿之角岩所引起;有人認为磁异常的分布范围較角岩分布范围要大得多,因而除角岩引起部分异常外,

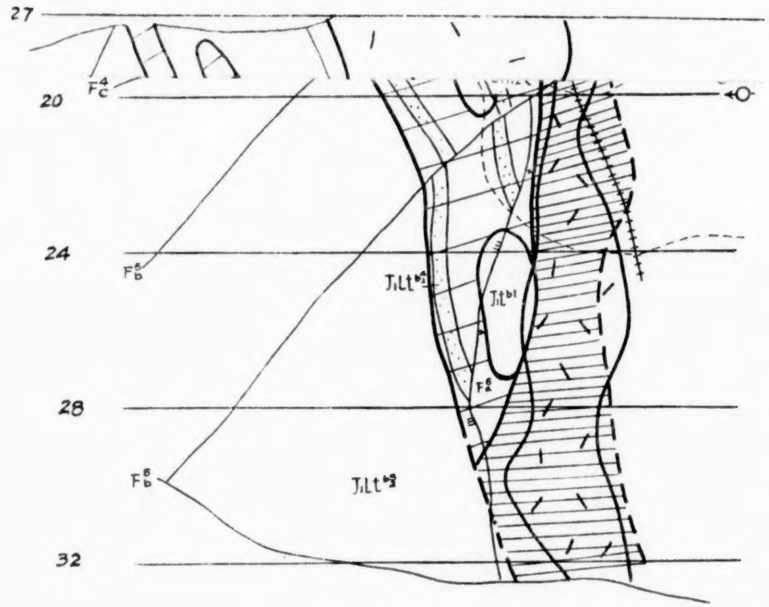
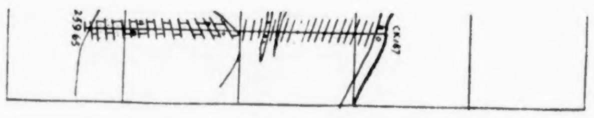
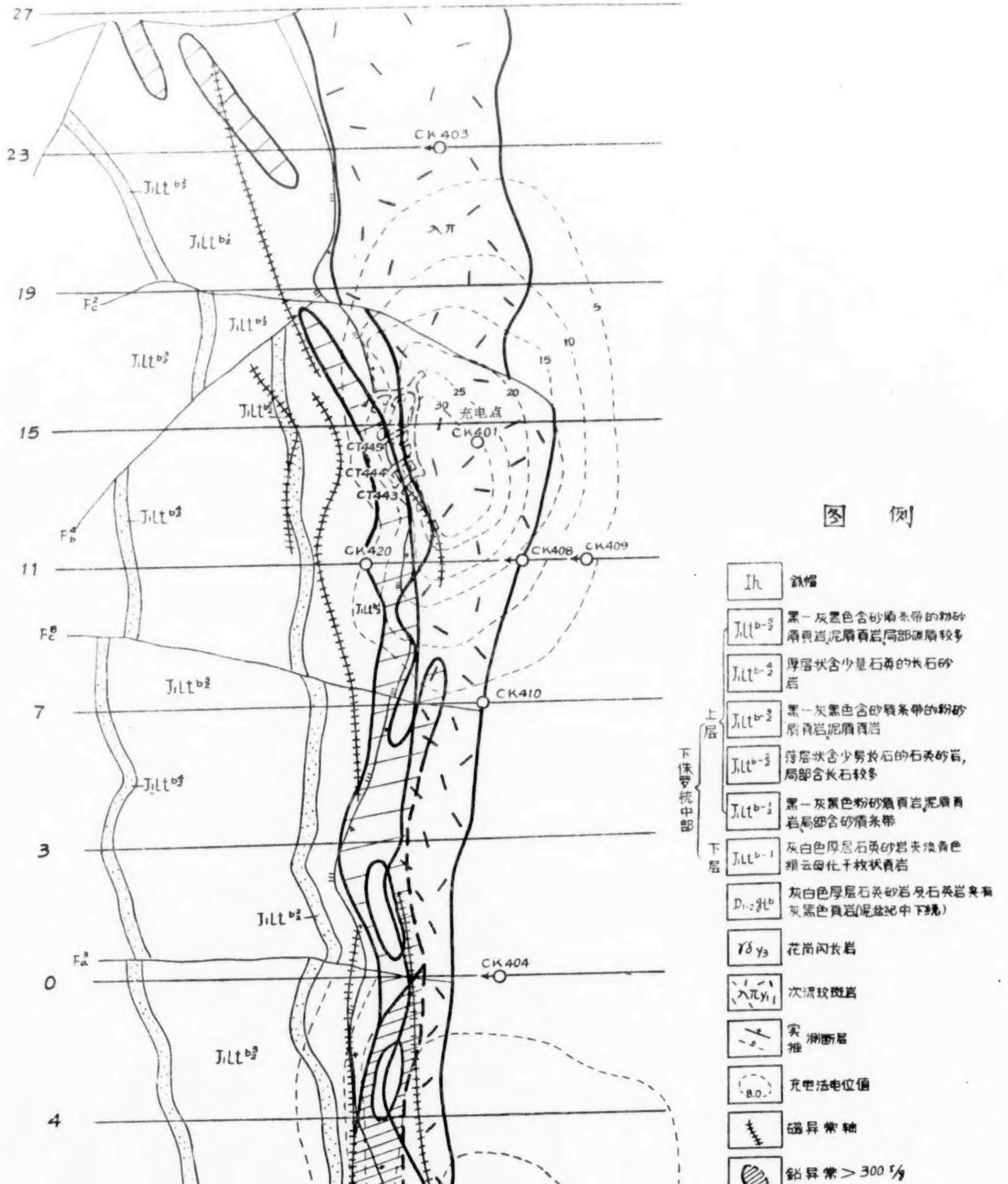


图 8　西部矿带地质、物探、化探探矿工程综合成果示意图





CK403
CK401
充电点
CK420
CK408
CK409
CK410
CK404
CT445
CT444
CT443
图例
Ih 铁帽
黑一灰黑色含砂质条带的粉砂质页岩泥质页岩,局部碳质较多
厚层状含少量石英的长石砂岩
黑一灰黑色含砂质条带的粉砂质页岩泥质页岩
薄层状含少量长石的石英砂岩,局部含长石较多
黑一灰黑色粉砂质页岩泥质页岩局部含砂质条带
灰白色厚层石英砂岩夹浅黄色绢云母化千枚状页岩
上层
下层
下侏罗统中部
灰白色厚层石英砂岩及石英岩夹有灰黑色页岩(泥盆纪中下统)
花岗闪长岩
次流纹斑岩
实 推 测断层
充电法电位值
磁异常轴
铅异常＞300 r/g

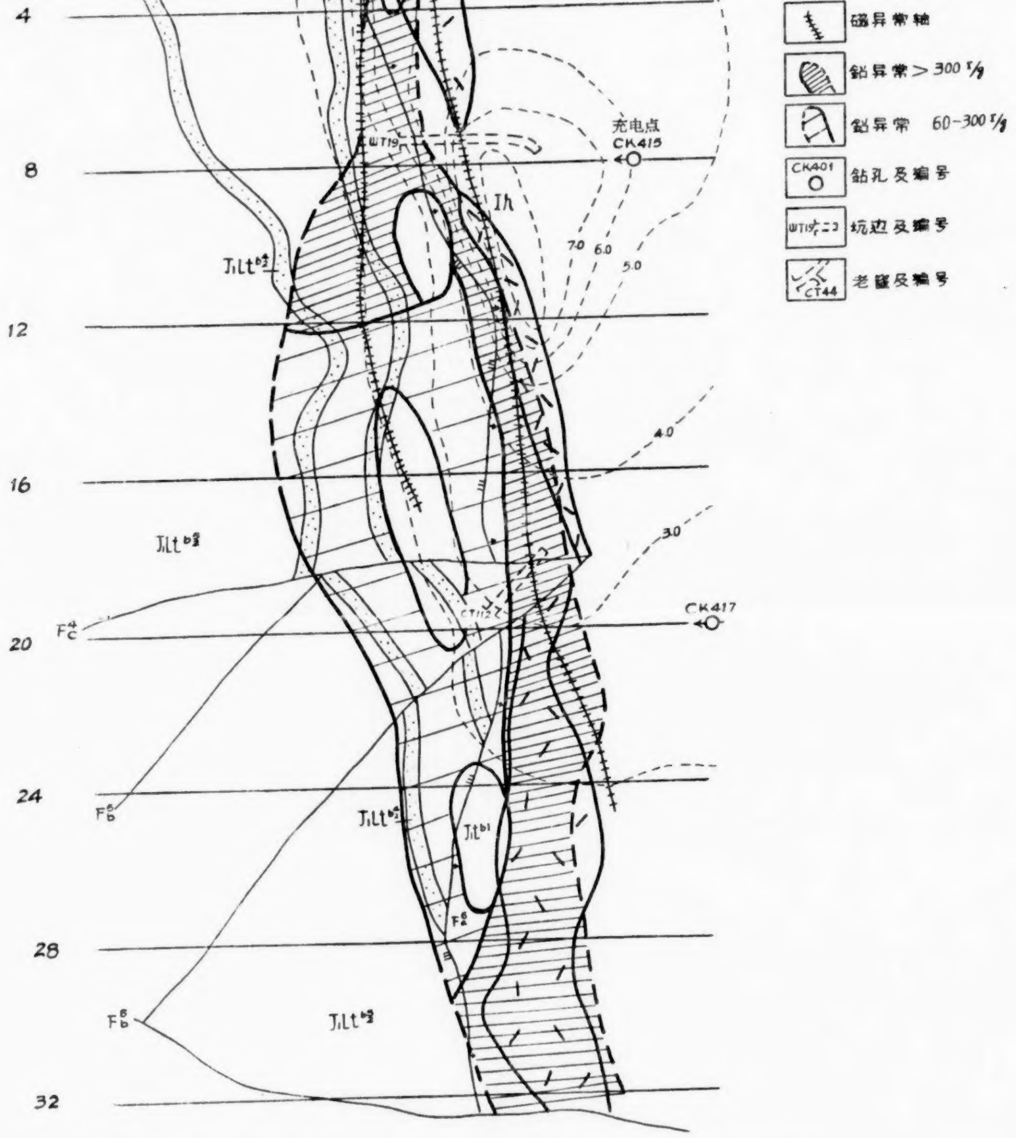
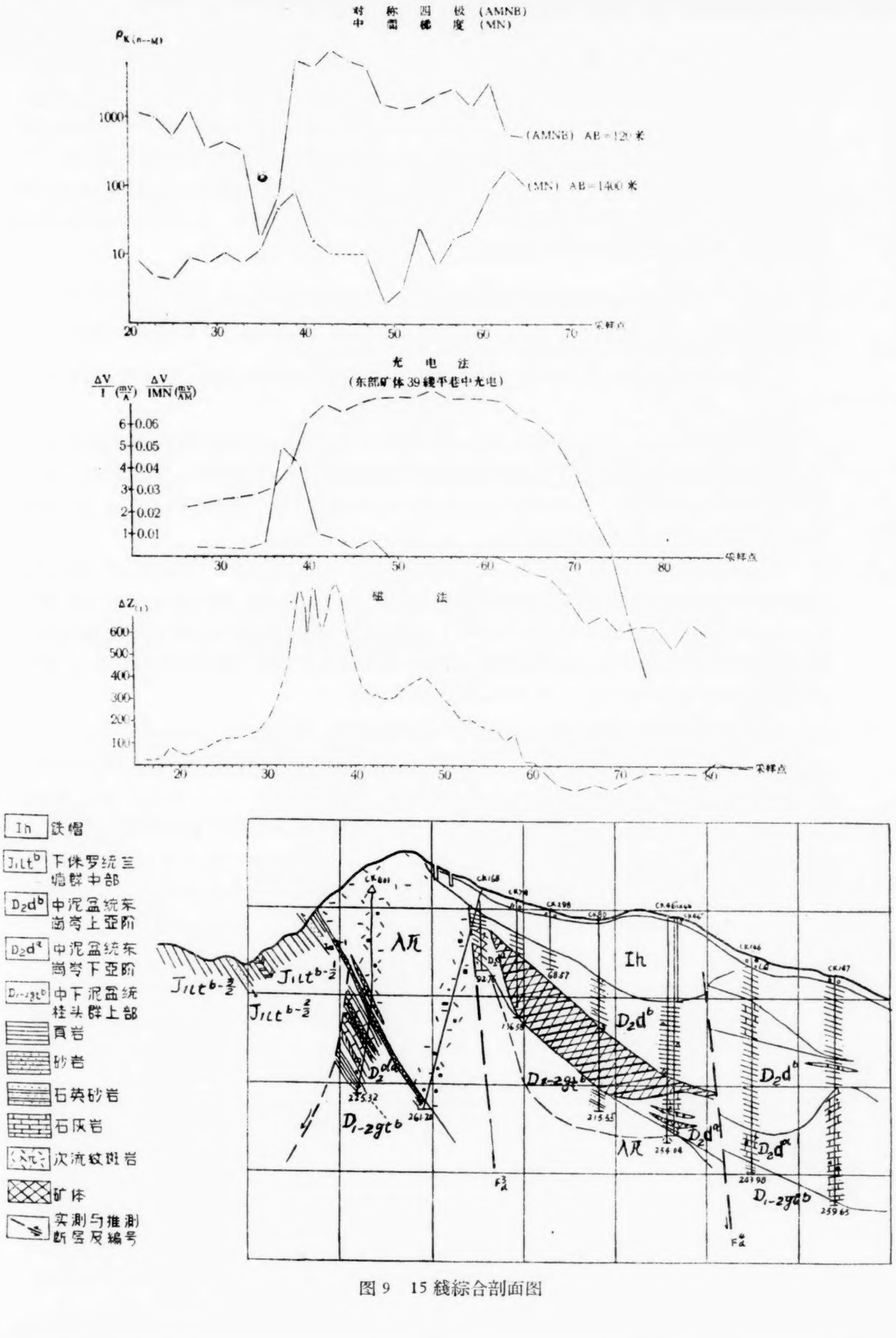


图 8 西部矿带地质、物探、化探探矿工程综合成果示意图



对称四极 (AMNB)
中間梯度 (MN)
(AMNB) AB＝120米
(MN) AB＝1400米
采样点
充电法
(东部矿体39綫平巷中充电)
采样点
磁法
采样点
铁帽
下侏罗统兰塘群中部
中泥盆统东岗岭上亚阶
中泥盆统东岗岭下亚阶
中下泥盆统桂头群上部
页岩
砂岩
石英砂岩
石灰岩
次流纹斑岩
矿体
实测与推测断层及编号

图 9　15 綫綜合剖面图

可能还有未出露地表的含磁黄鉄矿矿体存在。

为了解决这一矛盾，又进行了較深入細致的地質工作，除查明磁化率很不稳定之角岩仅分布在7—23綫之間，以及在次流紋斑岩及下侏罗紀岩层中見到梳状含矿石英脉；广泛分布的星点状、裂隙充塡状黄鉄矿、磁黄鉄矿矿化等找矿标志外，并沿接触带发現了一系列老窿(近30个)。对老窿的清理、探索，在其中发現了含黄銅矿、磁黄鉄矿之殘留矿柱，于是便有力地肯定了异常为矿所引起，从而也肯定了西部矿带的存在。

(二)矿带快速評价

在上一阶段工作基础上，开展了矿带的綜合評价工作。

1. 矿化范围的确定

通过老窿的清理、編录，发現矿体賦存于接触带及其附近之絹云母化、矽化砂頁岩中。1/2000地質塡图結果，确定了次流紋斑岩与下侏罗紀砂頁岩之接触带，圈出了20—40米寬的絹云母化和矽化带，并查明沿此接触带及与其相平行的次級断裂构造带中有非常发育的石英脉及黄鉄矿、磁黄鉄矿矿化。

除上述地質观察与研究成果外，較全面的原生暈工作(主要分析了銅、鉛、鋅、鉬、砷等元素)結果表明：北起55綫，南至矿区外围次流紋斑岩分布地带，均有异常分布。27綫以北为鉬异常带，其他元素异常主要分布于19綫以南。异常呈条带状、平行于接触带分布，高含量均集中在接触带上，低含量更寬，但也分布于接触带附近，銅含量普遍較弱，而鉛含量則北弱南強(参看图8)。

通过对上述磁法、地質及原生暈等資料的綜合分析，可以認为：

(1) 矿体主要受构造控制，賦存于接触带及其附近次級断裂构造的絹云母化、矽化砂頁岩中。

(2) 根据在接触带上分布的磁异常长度及鉛銅异常范围(鉬除外)，矿带长度至少不小于1,800米，卽自北27綫至南32綫。

(3) 根据磁法及原生暈結果，可推断含磁性矿物(磁黄鉄矿)之矿体分布于27—24綫之間，其南为不含或微含磁黄鉄矿之鉛鋅矿石。

2. 矿体頂端埋深及延深的确定

用磁法中的半值点法、拐点法、切綫法及微分法分別計算矿体頂端埋藏深度，然后取其平均值作为矿体最可能的頂端埋深。現将8、15、19、23勘探綫之計算結果与驗証結果

表 5

方法 勘探綫	半值点法(米)	拐点法(米)	切綫法(米)	微分法(米)	平均值(米)	实际埋深(米)	相对誤差%
8	55—75				65	50	30
15	30	20—25	22.5		25	20	25
19	70	50	55	40	51		
23	55—65	50	52	54	55		

列表如表 5：从 8 綫及 15 綫之驗証結果来看，誤差均較东部矿带者为大，这是由于西部矿带磁异常远較东部矿带复杂所致。

矿体延深是用一般地質推断法确定的，考虑矿体賦存特点、形状特征及其变化，推断矿体延深为延长的 1/5 左右，即向下延深約 250 米。

3. 矿体厚度的确定

确定矿体厚度采用了两种方法，一种是通过老窿的直接观察，另一种是根据磁法計算水平厚度公式 $\left(2b = z_{\max}\frac{x_{0.5}}{2J}\right)$ 求出。根据勘探所获資料，磁法求出之厚度更接近于深部矿体的真实厚度。老窿中观測矿体之厚度为 2—6 米，磁法計算及驗証結果如表 6：

表 6

勘探綫	磁法計算之水平厚度(米)	鉆孔驗証之水平厚度(米)
15	14.6	16
11	14.7	9
8	13.6	20

由于磁性矿物的含量在矿体中有一定的变化，因此用磁法求出的矿体厚度也不可能十分精确，但已能滿足远景儲量估算的要求。

4. 矿体形状、产状的确定

根据老窿中的直接观察，矿体受构造控制，其形状随断裂构造形态及岩石的破坏程度而有所改变，基本上呈断續相連之小扁豆状。再则根据充电法圈出的封閉椭圓形之电位曲綫，也説明矿体呈扁豆状产出。为了确定矿体产状，根据矿体賦存于高电阻的次流紋斑岩与低电阻的下侏罗紀地层接触带之特点，采用了对称四极剖面法及不同电极距之中間梯度測量以間接求其产状（参看图 9）。在对称四极剖面 ρ_k 高値处（是浅部次流紋斑岩的反映），呈現了大极距中間梯度 ρ_k 低位（是深部有侏罗紀地层的反映），这説明次流紋斑岩向东傾，因之矿体亦向东傾。应用电的各向异性原理，根据充电法資料計算出北部傾角 75°，南部 62°（实測为 62° 及 60°）。利用小构造法直接測出次流紋斑岩流动构造及与接触带相平行的小断裂及片理等方向，从而也間接推測矿体向东傾斜。綜合上述方法之結果，确定矿体向东傾斜，傾角在 60° 左右，这与勘探結果吻合。

（三）勘探阶段中綜合方法之运用

西部矿带用綜合方法进行勘探的試驗工作表明，在遵循循序漸进原則的基础上，充分地綜合运用地質、物探、化探及探矿工程所获資料，是正确指导工程布置，提高見矿率，減少落空鉆的有力措施。如：15 綫 401 孔及 8 綫 19 号平巷等首批工程便是根据 15 綫及 8 綫为磁异常中心，且有原生暈异常及見矿老窿分布等地質、物探、化探資料而布置的，施工結果两工程均見到了預測的矿体。进而为了圈定矿体范围，在 401 孔所見矿体上进行充电法測量，其結果表明沿矿体走向电位逐漸降落，若按电位降落至 50％—70％ 确定矿

可能还有未出露地表的含磁黄鉄矿矿体存在。

为了解决这一矛盾，又进行了較深入細致的地質工作，除查明磁化率很不稳定之角岩仅分布在 7—23 綫之間，以及在次流紋斑岩及下侏罗紀岩层中見到梳状含矿石英脉；广泛分布的星点状、裂隙充填状黄鉄矿、磁黄鉄矿矿化等找矿标志外，并沿接触带发现了一系列老窿（近 30 个）。对老窿的清理、探索，在其中发現了含黄銅矿、磁黄鉄矿之殘留矿柱，于是便有力地肯定了异常为矿所引起，从而也肯定了西部矿带的存在。

（二）矿带快速評价

在上一阶段工作基础上，开展了矿带的綜合評价工作。

1. 矿化范围的确定

通过老窿的清理、編录，发现矿体賦存于接触带及其附近之絹云母化、矽化砂頁岩中。1/2000 地质填图結果，确定了次流紋斑岩与下侏罗紀砂頁岩之接触带，圈出了 20—40 米寬的絹云母化和矽化带，并查明沿此接触带及与其相平行的次級断裂构造带中有非常发育的石英脉及黄鉄矿、磁黄鉄矿矿化。

除上述地质观察与研究成果外，較全面的原生暈工作（主要分析了銅、鉛、鋅、鉬、砷等元素）結果表明：北起 55 綫，南至矿区外围次流紋斑岩分布地带，均有异常分布。27 綫以北为鉬异常带，其他元素异常主要分布于 19 綫以南。异常呈条带状、平行于接触带分布，高含量均集中在接触带上，低含量更寬，但也分布于接触带附近，銅含量普遍較弱，而鉛含量則北弱南強（参看图 8）。

通过对上述磁法、地质及原生暈等資料的綜合分析，可以認为：

（1）矿体主要受构造控制，賦存于接触带及其附近次級断裂构造的絹云母化、矽化砂頁岩中。

（2）根据在接触带上分布的磁异常长度及鉛銅异常范围（鉬除外），矿带长度至少不小于 1,800 米，即自北 27 綫至南 32 綫。

（3）根据磁法及原生暈結果，可推断含磁性矿物（磁黄鉄矿）之矿体分布于 27—24 綫之間，其南为不含或微含磁黄鉄矿之鉛鋅矿石。

2. 矿体頂端埋深及延深的确定

用磁法中的半値点法、拐点法、切綫法及微分法分别計算矿体頂端埋藏深度，然后取其平均值作为矿体最可能的頂端埋深。現将 8、15、19、23 勘探綫之計算結果与驗証結果

表 5

方法 / 勘探綫	半値点法（米）	拐点法（米）	切綫法（米）	微分法（米）	平均值（米）	实际埋深（米）	相对誤差 %
8	55—75				65	50	30
15	30	20—25	22.5		25	20	25
19	70	50	55	40	51		
23	55—65	50	52	54	55		

列表如表 5：从 8 綫及 15 綫之驗証結果来看，誤差均較东部矿带者为大，这是由于西部矿带磁异常远較东部矿带复杂所致。

矿体延深是用一般地質推断法确定的，考慮矿体賦存特点、形状特征及其变化，推断矿体延深为延长的 1/5 左右，即向下延深約 250 米。

3. 矿体厚度的确定

确定矿体厚度采用了两种方法，一种是通过老窿的直接观察，另一种是根据磁法計算水平厚度公式 $\left(2b = z_{\max} \dfrac{x_{0.5}}{2J}\right)$ 求出。根据勘探所获資料，磁法求出之厚度更接近于深部矿体的真实厚度。老窿中观測矿体之厚度为 2—6 米，磁法計算及驗証結果如表 6：

表 6

勘探綫	磁法計算之水平厚度(米)	鉆孔驗証之水平厚度(米)
15	14.6	16
11	14.7	9
8	13.6	20

由于磁性矿物的含量在矿体中有一定的变化，因此用磁法求出的矿体厚度也不可能十分精确，但已能滿足远景儲量估算的要求。

4. 矿体形状、产状的确定

根据老窿中的直接观察，矿体受构造控制，其形状随断裂构造形态及岩石的破坏程度而有所改变，基本上呈断續相連之小扁豆状。再則根据充电法圈出的封閉椭圓形之电位曲綫，也說明矿体呈扁豆状产出。为了确定矿体产状，根据矿体賦存于高电阻的次流紋斑岩与低电阻的下侏罗紀地层接触带之特点，采用了对称四极剖面法及不同电极距之中間梯度測量以間接求其产状(参看图 9)。在对称四极剖面 ρ_k 高值处(是浅部次流紋斑岩的反映)，呈現了大极距中間梯度 ρ_k 低位(是深部有侏罗紀地层的反映)，这說明次流紋斑岩向东傾，因之矿体亦向东傾。应用电的各向异性原理，根据充电法資料計算出北部傾角 75°，南部 62°(实測为 62° 及 60°)。利用小构造法直接測出次流紋斑岩流动构造及与接触带相平行的小断裂及片理等方向，从而也間接推測矿体向东傾斜。綜合上述方法之結果，确定矿体向东傾斜，傾角在 60° 左右，这与勘探結果吻合。

(三) 勘探阶段中綜合方法之运用

西部矿带用綜合方法进行勘探的試驗工作表明，在遵循循序漸进原則的基础上，充分地綜合运用地質、物探、化探及探矿工程所获資料，是正确指导工程布置，提高見矿率，減少落空鉆的有力措施。如：15 綫 401 孔及 8 綫 19 号平巷等首批工程便是根据 15 綫及 8 綫为磁异常中心，且有原生暈异常及見矿老窿分布等地質、物探、化探資料而布置的，施工結果两工程均見到了預測的矿体。进而为了圈定矿体范围，在 401 孔所見矿体上进行充电法測量，其結果表明沿矿体走向电位逐漸降落，若按电位降落至 50%—70% 确定矿

体端点，则推断該矿体应于北 17 綫南 9 綫附近尖灭。南端推断已为工程所証实，从而也就为北端工程的布置提供了更多依据。401孔及 445 号老窿中所見之二矿体相距甚近，从地質資料上推断，此二矿体可能相連，但仍感依据不足。为此，便在此二工程中所見矿体上分别充电，将所获二梯度曲綫进行对比，发現此二曲綫形状相似，位置大致吻合，且通过同一零值点(图 10)，因此便証实了此二工程所見矿体相連的推断。

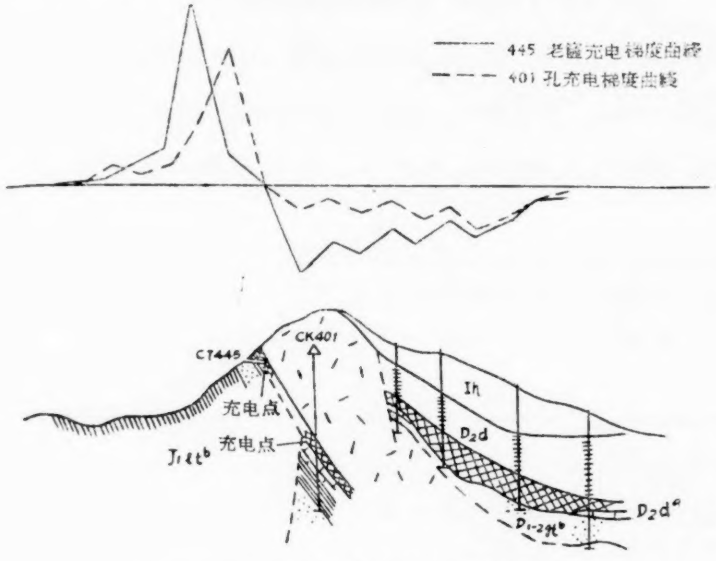


图 10 不同見矿点充电梯度曲綫对比图

又如在矿带南端不但有大量老窿分布，而且原生暈异常很強，同时在 20 綫附近的“上升泉”内水化学金属总量大于 10,000γ，根据这些地質及化探資料推断南端有矿体存在，拟在 20 綫布置鉆孔；但另一种意見認为水化学异常可能为东部之矿化水沿断裂穿过山脊流出所引起，原生暈异常也部分受其沾污所致，故不能以此作为布置工程之依据。为获得更有力的依据又补作了一些地質及物探工作。清理老窿的結果发現水化学金属总量大于 10,000γ 之“上升泉”是从老窿中流出，从而也就肯定了原生暈异常的可靠性；在 8 綫 415 孔进行充电法測量結果发現 12—14 綫之間电位急剧下降(图 8)，推断 415 孔所見矿体于此尖灭，而 14 綫以南直至 24 綫电位下降又变得十分緩慢，等位綫呈南北向伸长形状，推断此处为另一矿体。綜合上述地質、物、化、探多方面資料，便更有依据地推断 20 綫附近确有矿体存在，結果在 20 綫布置的 417 孔中打到了厚达 20 米之矿体。

第41卷 第3-4期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 3-4
1961年12月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

东北一鉛鋅矿床地球化学探矿方法的研究

邵 躍　謝学錦

1959年以来，根据生产上的迫切需要，对許多不同类型的多金属硫化物矿床的原生暈进行了系統的研究，并在我国东北一个鉛鋅矿床进行了典型試驗。参加这一工作的有当地地质队、长春地質学院和陈洪才、何式章、殷錫鵬、凌鎮坤、李哲华、叶华东等人。

地 質 概 述*

矿区出露岩层主要为震旦紀白云岩 (Z^4)。从下至上分五层：1) 矽化豆状白云岩层 (Z^{4-1})；2) 細晶質白云岩层 (Z^{4-2})；3) 豆状白云岩层 (Z^{4-3})；4) 条带状白云岩层(Z^{4-4})；5)豆状条带状白云岩层(Z^{4-5})。大多数矿体产于 Z^{4-4}。

該区复盖不厚、露头較多。地表一般有腐植层約20厘米。山坡及山脊地带腐植层往往直接复盖在风化基岩上，山脚及山凹处腐植层下有坡积层及殘积层。

区内构造复杂，断裂、破碎特别发育。主要有北东、北西及近似南北方向的三組断裂带。北东向的为主要含矿断裂带，北西向断裂带也有矿，南北方向的断裂带目前尚未发現矿体。

本矿床为中温热液型，含矿溶液沿裂隙充填交代而成。矿体常呈透鏡状、囊状、脉状等不規則体，产状較复杂，多为盲矿体。

矿石以方鉛矿、閃鋅矿为主，黄鉄矿次之，品位很富。氧化带中見有白鉛矿及菱鋅矿。围岩蝕变有矽化、白云石化、黄鉄矿化，但不够強烈。

微迹金属在地表物質中的分布

断层及裂隙中的細粒物質　本区裂隙构造发育，广大面积内的白云岩层被几組大的断层所切割，矿体主要产在大断裂系統两側的次一級裂隙中。在次一級的断层及裂隙中經常充填有紫紅色、紅色、粉紅色、黄色及灰白色的細粒物質(断层泥)。一般認为这些紅色及黄色的細粒物質是重要的找矿标志，并認为其中紫紅色与紅色物質可能与成矿最为密切。

为了了解微迹金属在这些細粒物質中分布的情况，在本区的甲、乙两个矿区[1]矿化带附近的断裂带中及在丙、丁两个矿区远离矿化带地段的若干非含矿断裂带中，采集了百余个样品，分析了其中 Pb、Zn、Ag、Hg 的含量。将所得結果列于表1。从表1上看来，单凭这些細粒物質的存在及对其顏色的分辨，并不能作为可靠的找矿标志。在含矿断裂带中的細粒物質，不論是紅色或黄色，其金属含量均高，而在非含矿断裂带中也有紅色、黄

* 当地地質队及长春地質学院对矿区地質做了很多工作，文中有关地質部分大多参考他們的地質报告。
1) 該鉛鋅矿床范围較大，大致将其可分为甲、乙、丙、丁四个矿区。

表 1　含矿与非含矿断裂带中不同颜色細粒物質中的金属含量(单位：r/g)

样品編号	顏色	取样位置及样品描述	Pb	Zn	Ag	Hg
F1—3/4Y	黄色	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	170	40	0.25	0.25
F1—5/4Y	紫紅色	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	180	87	0.7	0.5
F1—7/7Y	黄色	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	150	280	0.35	0.25
F1—7/7YW	紅色*	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	150	470	1.2	1
F1—9/5Y	紅色	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	550	330	0.55	0.35
F1—9/5YW	黄色	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	660	530	0.45	0.6
F1—10/4Y	紅色*	采自甲区 F_1 含矿构造带小断裂带中細粒物質	880	2160	0.4	>1.75
F1—11/9Y	灰色	采自甲区 F_1 含矿构造带小裂隙中	55	460	0.18	0.1
F1—11/14Y	紅色	采自甲区 F_1 含矿构造带小破碎带中	150	120	0.05	0.25
F1—11/21Y	黄白色	采自甲区 F_1 含矿构造带小破碎带中	120	260	0.16	>1.75
F1—11/22Y	紫紅色	采自甲区 F_1 含矿构造带小破碎带中	220	320	0.15	>1.75
F1—14/2Y	黄色	采自甲区 F_1 含矿构造带小破碎带中	220	330	0.32	0.6
F1—14/4Y	土黄色	采自甲区 F_1 含矿构造带小破碎带中	170	73	0.22	3.5
F1—14/7Y	紫紅色	采自甲区 F_1 含矿构造带裂隙风化物中	330	140	1.2	3.5
F1—15/7Y	紫紅色	采自甲区 F_1 含矿构造带裂隙风化物中	260	167	0.4	0.45
F1—15/8YW	紫紅色*	采自甲区 F_1 含矿构造带裂隙风化物中	880	1860	0.45	0.85
F2—12/3Y	紫紅色*	采自甲区 F_2 含矿构造带中	660	2200	1.5	>2.5
4Y	紫紅色*	采自甲区 F_2 含矿构造带中	770	3300	1.5	>1.75
5Y	黄色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	770	4400	2	>2.5
F2—13/4YW	灰色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	300	4400	1	1.25
F2—14/3Y	黄白色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	440	2200	2	5.8
4Y	灰色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	770	3300	1.2	5.1
F2—16/1Y	黄色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	660	4400	0.65	2.6
F2—17/1YW	黄色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	260	4400	0.3	1.75
F2—18/1Y	黄色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	220	22	0.05	1.6
F2—20/7YW	黄色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	56	22	0.07	—
F2—21/4Y	黄色	采自甲区 F_2 含矿构造带中	78	220	0.15	0.35
F4—3/2Y	紫紅色	采自甲区 F_4 断层裂隙中	110	240	0.07	0.25
F4—4/1Y	紫紅色	采自甲区 F_4 断层裂隙中	220	44	0.3	0
F4—5/5Y	紫紅色*	采自甲区 F_4 断层裂隙中	130	330	—	—
P7/2Y	紫紅色*	采自乙区 f_3 破碎带中	130	2200	0.35	0.4
3Y	紫紅色	采自乙区 f_3 破碎带中	440	400	0.7	>1.5
4Y	紅色	采自乙区 f_3 破碎带中	178	440	1	>1.5
5Y	紫紅色*	采自乙区 f_3 破碎带中	780	3300	0.3	1.25
8/104A	紫紅色	采自丁区小断层带中	53	53	0.05	—
108	紅色	采自丁区小断层带中	470	26	—	—
107W	紅色	采自丁区小断层带中	300	27	—	—
109	黄色	采自丁区小断层带中	190	20	—	—
103/32	紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	33	22	0.3	0.2
105/46	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	50	22	0.02	0
48	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	50	22	0.06	0
107/33	紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	50	44	0.2	0.2
109/43	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	50	22	0.2	0
45	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	33	22	0.35	0
46	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	33	22	—	0
48	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	50	22	0.2	0
49	紫紅色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	50	22	0.12	0.6
111/34	黄色	采自丙区南山破碎带中(为无矿断裂带)	33	22	—	0

* 表示在断裂带中岩石表面有紫紅色似鉄質渲染的薄膜。

色、甚至紫紅色的細粒物質存在，但其中金屬含量則普遍降低，可見細粒物質的顏色与矿化无直接关系。

富含氧的地下水沿裂隙发育地带活动，滌去白云岩中可溶性組分，并使鉄質富集。細粒物質的顏色很可能与鉄含量的多寡有关。但这里也須指出的是：已有資料証明在Pb—Zn矿体四周有极強的 Fe 暈存在[1]。因而在含矿的裂隙带中 Fe 的原生含量可能本来就高，再經表生的富集作用，因而更易变成紅色及黃色。

总之，細粒物質的顏色与矿化似无直接关系，只有当其中富含 Pb、Zn、Ag、Hg 等元素时，才可能与 Pb—Zn 矿体的存在有关。但这些細粒物質的存在却是有断层或裂隙存在的极好的指示。由于它們的顏色鮮明，易于辨認，因而可以首先利用它們圈出某一地区內裂隙发育的地带，然后采集細粒物質样品分析其中金屬元素的含量，就可初步圈出矿化范围。

地表基岩与岩縫中的細粒物質　在甲区及乙区研究地表基岩中的原生暈时，发現在

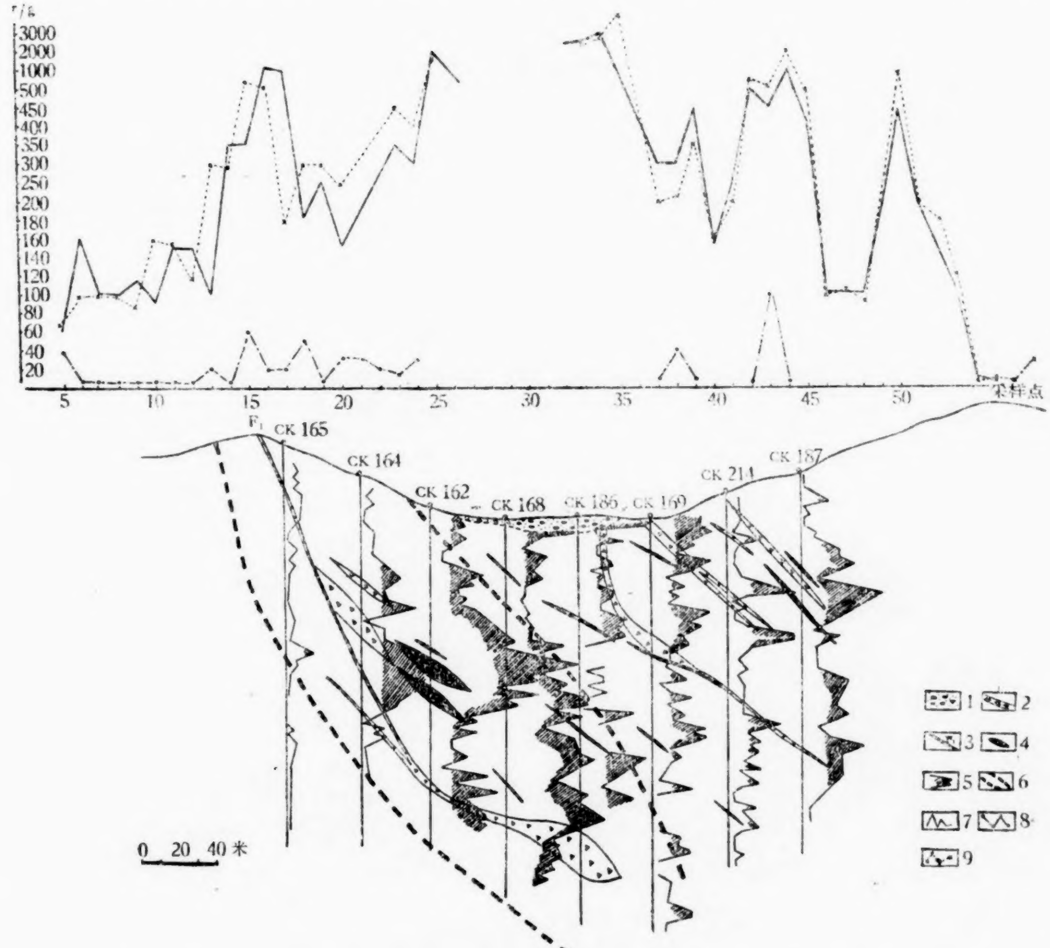


图 1　20 綫鉆孔地表原生暈剖面图

1.冲积层；2.破碎带；3.断裂带；4.矿体；5.异常；6.根据异常推測暈之范围；7.岩縫中細粒物質中含量綫；8.基岩中含量綫；9.腐植层中含量綫

有些地段(主要是矿化較弱,或矿体埋藏較深)岩石中的异常极弱,或不存在。而在这些地段,篩取岩石縫中的細粒物質分析結果,則可发現极为明显的异常(見图1)。

为了解岩石及其裂縫中細粒物質中微迹金属含量的关系,在矿化带及其外围49个地点上各采一組样品。每組包含两个样品,一采取岩石碎块,一采取岩石縫中細粒物質。这种細粒物質系在岩石裂縫中风化而成,且未經过搬运。

分別計算背景点及各地段异常点的平均值,列于表2。

表2　岩石与岩石裂縫中細粒物質內的Pb及Zn

取样位置	Pb r/g	Zn r/g
甲区86綫上异常点	$\frac{1194}{465}$(2.59)	$\frac{770}{551}$(1.39)
甲区F_3断层东端	$\frac{403}{29}$(13.9)	$\frac{212}{50}$(4.24)
乙区83及89綫上异常点	$\frac{580}{37}$(15.7)	$\frac{1461}{103}$(14.18)
背景点	$\frac{39}{16}$(2.4)	$\frac{50}{22}$(2.3)

注：分母为岩石中金属含量,分子为岩石裂縫中細粒物質中金属含量,括弧內为細粒物質中金属含量高于岩石中含量的倍数。

背景点上Pb及Zn在岩石縫中細粒物質內的含量比岩石中高2.3—2.4倍。可以从这个数字来估量次生富集作用的规模。但在异常点上含量相差悬殊(达十余倍),显然不能单从殘余次生富集作用来加以解释。

本区构造发育,岩石破碎甚烈,含矿溶液的通路較暢,温度較低。因而很可能含矿溶液中的Pb及Zn主要进入了岩石的宏裂縫,而較少甚至极少进入微裂縫。地表岩石遭到风化时,岩石主要沿宏裂縫破碎,这样,沉积在宏裂縫壁上的Pb及Zn就进入风化物之中,造成了岩石碎块中与裂隙中細粒物質中的金属含量的极大差异。但在接近矿带的地段、异常較強的部位,此种差异則較小,說明尚有一部分Pb及Zn进入了微裂縫。

由此可見,在本区采取岩石裂隙中的細粒物質比采取基岩方法能更好地发現深部盲矿体所造成的异常。根据这一現象,过去文献报导中[2]在盲矿体上方地表岩石中未能发現原生暈的实例値得检查。很可能在那些地区刮取岩石裂隙中的細粒物質进行微量化学分析仍有发現异常的可能。这就能进一步提高原生暈方法的效果。

腐植层　本区黑色腐植层普遍发育,薄层的腐植层往往直接复于破碎的基岩之上。只有在山脚下有較厚的腐植层約60厘米,在此种情况下采取基岩及岩縫中細粒物質样品比較困难。因而观察了Pb及Zn在腐植层中的分布。

所得結果表明,在地表矿化較強的地段,腐植层中异常与岩石縫中細粒物質中的异常甚为符合(图1)。但在另一些矿化較弱的地段則发生不同的情况。在图2上可以看到,在岩石縫的細粒物質中有較弱但极明显而有規律的Pb及Zn的异常,而在腐植层中的异常不但弱且零乱,Zn异常則几乎完全被淋失。

由此可以看出,在腐植层中采样对圈定地表的隐覆矿体,或盲矿体埋藏較浅及矿化強烈的地段,能得到良好效果。但对地表矿化微弱;盲矿体埋藏較深,在腐植层中采样就不一定会有反映,即腐植层中沒有发現异常的地段不一定无盲矿体存在。看来腐植层采样

方法应該是有条件地使用。尽管如此，但此种方法在普查工作中还是一个値得运用的有效方法。

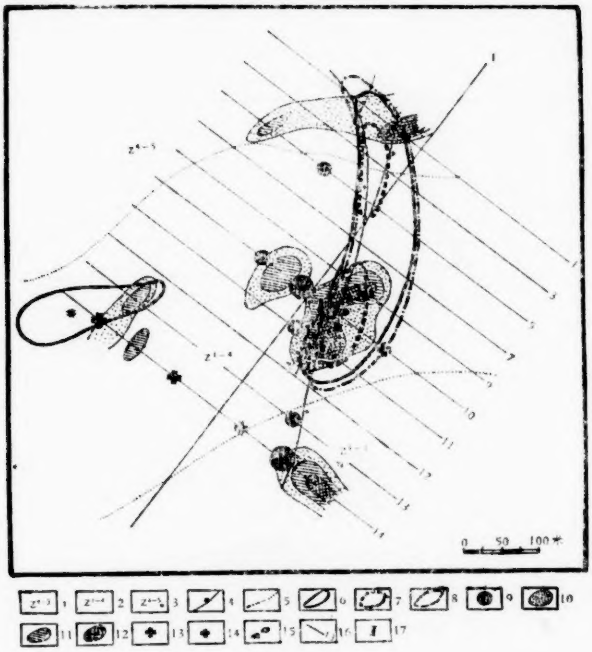


图 2　丁矿区地表地球化学平面图

1.豆状白云岩； 2.条带状白云岩； 3.豆状-条带状白云岩； 4.断裂带； 5.地质界綫； 6.岩縫細粒物质中 Pb 100—200 r/g； 7.岩縫細粒物质中 Pb 200—500 r/g； 8.岩縫細粒物质中 Zn 异常范围； 9.岩縫細粒物质中 Pb 异常点(小者系 2 个取样点，大者系 4 个取样点)； 10腐植层中 Pb 100—200 r/g； 11.腐植层中 Pb 200—500 r/g； 12.腐植层中 Pb > 500 r/g； 13.腐植层中 Zn 异常； 14.浅井； 15.老窿； 16.截綫； 17基綫

原生分散模式

根据收集的大量資料，研究了原生分散模式的細节，指出矿床中微迹元素原生分散的几何模式特征包括其形状、边界綫、強度、均匀性、漸变性、暈的前緣及尾部延伸等；其化学模式則包括組分分带及不同带中組分的集合。研究暈的几何特征及化学特征可以了解矿液活动的范围，勾出矿液活动通道，追踪盲矿，預測盲矿带的分带及矿石类型。

根据上述看法研究了本区原生分散模式的主要特征及其实用意义。

地表原生异常形状　在甲、乙、丙、丁四个矿区内，按 100 × 10 米的网格进行了地表系統的采样。采样时用小鎬挖过腐植层，在风化基岩中用 0.5 厘米篩孔的篩子篩取岩石縫中的細粒物質約 200 克，送野外化驗室加工至 120 及 180 孔两种粒度的样品。前者备化学分析用，后者备光譜分析用。

岩石縫中的細粒物质，其中金属含量受到一定表生作用的影响，但由于它們在原地未經搬运，因而可以預料所得結果可以表示原生分散模式的特征。

将結果繪制成平面图。发現地表 Pb 及 Zn 原生暈异常的形状与矿体、矿带及构造带有极为密切的关系。

图 3 示乙区地表地球化学平面图。 此处的矿带产出于 f_3 破碎带的下盘,并向北西方向傾沒。图上的 Pb 及 Zn 异常边界綫沿 f_3 破碎带的一边平直,而向北西凸出。异常中 Pb 及 Zn 含量在破碎带附近最高,向北西方向逐漸減低。可見地表原生异常的形状及含量变化与矿带分布是相符合的。

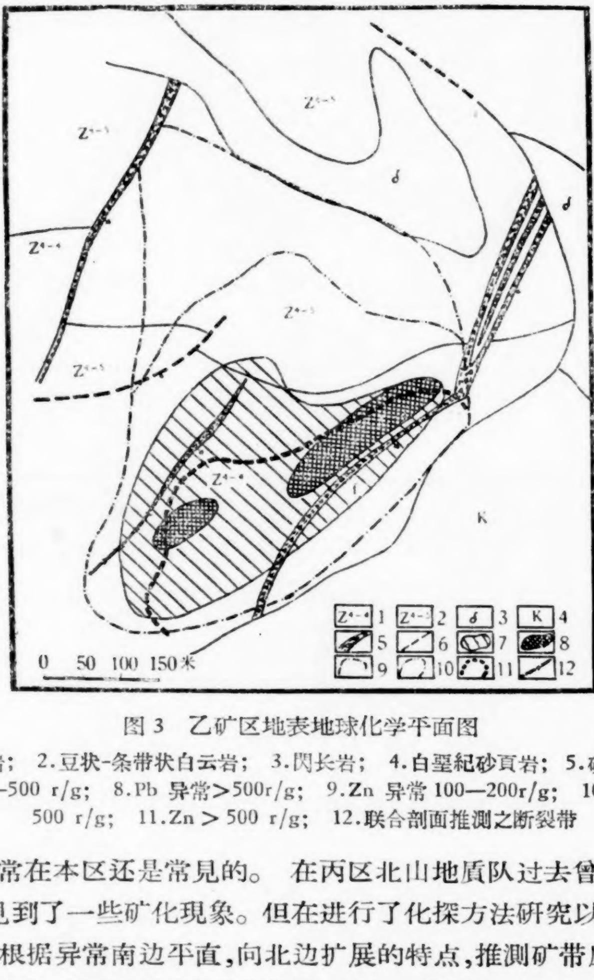


图 3 乙矿区地表地球化学平面图

1.条带状白云岩; 2.豆状-条带状白云岩; 3.閃长岩; 4.白堊紀砂頁岩; 5.破碎带; 6.断层; 7.Pb 异常 80—500 r/g; 8.Pb 异常>500r/g; 9.Zn 异常 100—200r/g; 10.Zn 异常 200—500 r/g; 11.Zn > 500 r/g; 12.联合剖面推测之断裂带

这种形状的异常在本区还是常見的。 在丙区北山地質队过去曾在其西端打过 11 个鉆孔,其中仅三个見到了一些矿化现象。但在进行了化探方法研究以后,在此发現了較好的 Pb 及 Zn 异常。根据异常南边平直,向北边扩展的特点,推測矿带应向北傾。因而建議在异常的中心打两个鉆,結果都見到了黄鉄矿,其中一孔还見到 1.5 米厚的富矿。

丁区地表 Pb、Zn 异常边界綫也是沿断裂带平直并向东边扩展(图 2)。 因而認为矿带位于断裂带东側并向东傾沒。虽然断裂构造复杂,但鉆探資料証明:西部未見到矿化等現象。而在断裂带东側进行地質检查工作时,在异常中心地带見有老窿,并在老窿附近发現了方鉛矿細脉。据現有資料可初步說明地表原生暈形状所反映的矿带位置及傾斜方向可能是正确的。

此外,在甲矿区及丙矿区,同样得出上述結果。由此,可以总結出以下規律:地表异常形状与矿带及含矿构造有密切关系。(1)在只有一組断裂存在的地区,异常系沿构造带发育,呈长条状,异常边界綫沿主要断裂的一边平直,而沿矿带傾斜方向扩展,可根据异常形状指示矿带位置。 (2)几組断裂交叉地段,异常呈圓形或其他不規則形状,此时还可以根

据其中強异常指出矿化中心或矿体較浅的部位。

三度空間原生分散模式　在甲区及乙区系統采取了七条勘探剖面上48个鉆孔中的岩心样品，研究了三度空間的原生分散模式。

从图 4 及图 1 看来，矿体或矿带四周的原生异常范围寬广，这与另一地区所获得的呈狭条状的原生分散模式截然不同[3]。 异常呈一橢圓形外壳包围在矿体或矿带四周，其范围比矿体或矿带大数倍。

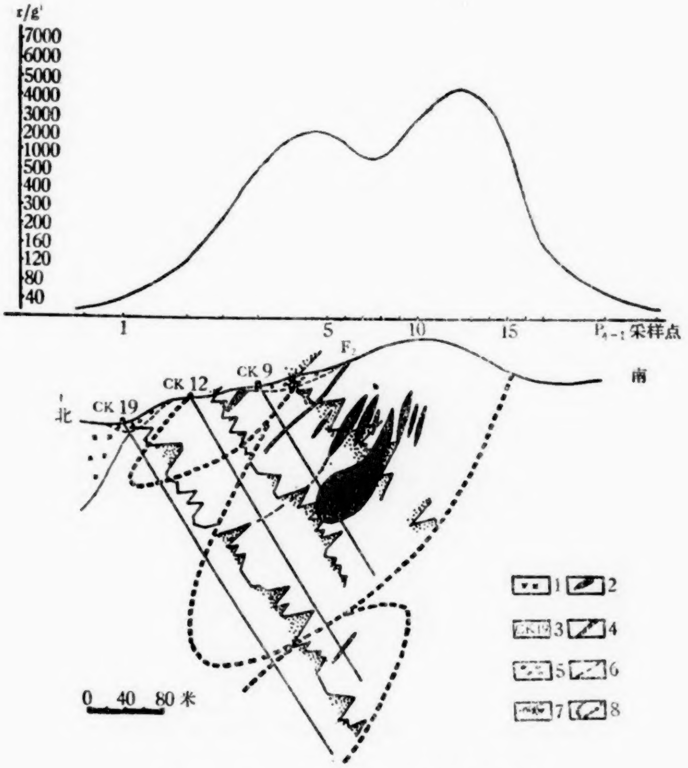


图 4　Pb 綫鉆孔地表原生暈剖面图

1.閃长岩； 2.矿体； 3.鉆孔； 4.破碎带； 5.冲积层； 6.小断裂；
7.鉆孔原生异常； 8.推測原生暈范围

异常中的金属含量具有漸变現象。 从表 3 可以看出，在矿体上下盘邻近区的异常最強，稍远的地方(数十米) Pb 及 Zn 的含量就迅速下降。 在矿体上下盘邻近区的异常一般在 1,000r/g 以上，而在其附近数十米处即降至数百 r/g，再稍远(80—100米)則降至 200r/g 以下或接近异常下限。

从地表資料中也可見到类似情況。在矿体埋藏較浅(60 米内) 的矿带上部 Pb 异常达数百 r/g 以上 (300—2,000r/g)，在矿体埋藏較深 (100 米以下) 的矿带上部 Pb 异常較低 (200r/g 以下)。Zn 异常在地表的变化看来与矿石中含閃鋅矿有关。

矿体四周 Pb 及 Zn 原生异常的变化具有規律性，根据地表 Pb、Zn 异常強度及范围，可推測盲矿体的大致产状及埋藏深度。这对勘探工作有很大意义。

暈中 Pb 及 Zn 的分带　对甲区地表 Pb 及 Zn 异常中的 Pb/Zn 比値进行了詳細統計，

表 3 原生暈中 Pb 及 Zn 与矿石中鉛及鋅的变化关系

鉆孔号	矿石中組分(平均值)			暈中組分(平均值)		
	Pb %	Zn %	說 明	Pb r/g	Zn r/g	說 明
CK 9	3.10	10.00		926	1751	矿体側面异常
CK 12	—	—	无矿鉆孔位于 CK 9 尾部 40 米	126	926	矿体尾部异常
CK 19	—	—	无矿鉆孔位于 CK 9 尾部 80 米	—	280	矿体尾部异常
CK 56	5.93	12.80		>2000	>2000	矿体側面异常
CK 255	—	—	无矿鉆孔位于 CK 56 后方 60 米	210	460	矿体尾部异常
CK 256	—	—	无矿鉆孔位于 CK 255 之后	160	281	矿体尾部异常
CK 162	9.47	11.39		2470	1688	矿体側面异常
CK 164	—	—	无矿鉆孔位于 CK 162 前緣 40 米	228	464	矿体前緣异常
CK 116	5.96	6.74		2855	2107	矿体側面异常
CK 120	—	—	位于 CK 116 前緣 40 米	130	500	矿体前緣异常
CK 187	—	—	位于 CK 200 前緣 40 米	1381	225	矿体前緣异常

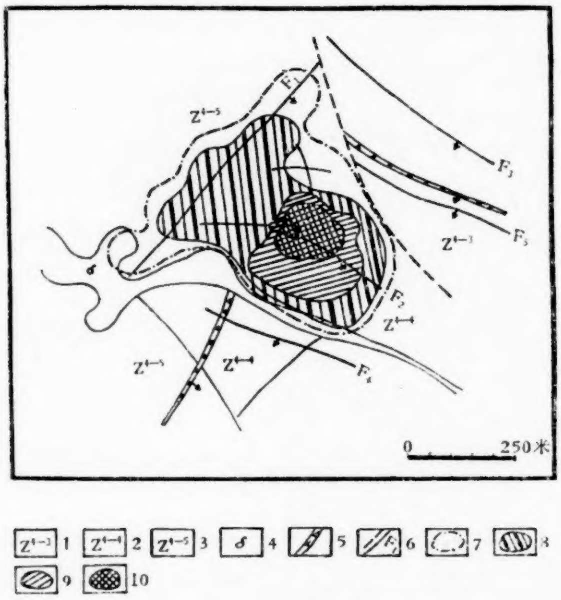


图 5 甲矿区地表异常中 Pb/Zn 比值图

1. 豆状白云岩; 2. 条带状白云岩; 3. 豆状-条带状白云岩; 4. 閃长岩; 5. 破碎带; 6. 断层; 7. Pb、Zn 异常范围; 8. Pb/Zn = 1—2; 9. Pb/Zn = 0.3—1; 10. Pb/Zn < 0.3

并繪制了 Pb/Zn 比值平面图,发現暈中 Pb、Zn 存在着分带現象(見图 5)。

从图上观察到暈中最外部的 Pb/Zn 比值为 1—2, 中部比值 0.3—1, 中心比值<0.3。在图上比值<0.3 的地段恰好是矿床中鋅最富的地段, 此处矿石以閃鋅矿为主,方鉛矿次之。根据暈中 Pb/Zn 分带似乎說明在甲区的外部主要是鉛矿带, 如果有矿, 应該是以鉛为主的矿体。十分有趣的是,目前在甲区北东方向的东山一带所发現的矿体,大多是以方鉛矿为主的矿体。

暈中 Pb/Zn 比値与矿石中 Pb/Zn 比値的变化也是一致的。 根据地質报告,甲区矿石中 Pb/Zn 比値平均为 0.4, 而在此区地表异常中 Pb/Zn 比値則为 0.37。 乙区矿石中

Pb/Zn 比值平均为 0.25，而地表异常中 Pb/Zn 比值为 0.20。由此可見，据地表异常中的 Pb/Zn 比值可以推測矿石組分变化(見表 4 及表 5)。

表 4　甲矿区地表异常 Pb/Zn 比値表

截綫号	元　素	异常个数	异常金属总量	平均金属量	Pb/Zn 比值
28	Pb Zn	32 27	13002 r/g 21152	406 r/g 783	1/1.9
30	Pb Zn	11 11	6594 10276	599 934	1/1.6
26	Pb Zn	21 15	14152 36240	670 2416	1/3.6
平均	—	—	—	—	1/2.7

表 5　乙矿区地表异常 Pb/Zn 比値表

截綫号	元　素	异常个数	异常金属总量	平均金属量	Pb/Zn 比值
62	Pb Zn	10 24	3554 r/g 33081	355 r/g 1295	1/3.6
65	Pb Zn	11 13	1448 12994	131 999	1/7.6
67	Pb Zn	25 20	3961 23174	158 1148	1/7.2
68	Pb Zn	23 18	3929 6947	170 385	1/2.2
69	Pb Zn	21 9	4246 3616	202 402	1/1.9
70	Pb Zn	15 6	5313 5046	354 841	1/2.3
71	Pb Zn	12 5	1346 5228	112 1045	1/9.3
平均	—	—	—	—	1/4.9

Ag 及 Hg 在找矿工作中的作用

迄今尙缺乏 Ag 在碳酸岩中的可靠数据。Ag 在地球化学探矿工作中的作用也未能充分闡明。由于光譜分析的灵敏度仅达 1r/g，因而过去文献上認为在 Pb—Zn 盲矿体上方地表的 Ag 异常仅分布在断裂带内，且呈孤立的高含量点存在[4]。現由于改进了 Ag 的光譜半定量分析方法，灵敏度达到了 $2 \times 10^{-6}\%$[7]，这就对我們研究多金属矿床中 Ag 的地球化学行为，提供了有利条件。

发現本区矿床围岩中有較大范围 Ag 的原生暈存在，异常比 Pb 及 Zn 大。

在 Pb—Zn 矿床上能发現范围較大的 Ag 异常，这对普查 Pb—Zn 矿床是有很大实用意义的。由于异常范围大，在普查找矿中可以采用較疏的点距就能迅速圈定矿化带或矿化远景地段。

此外,我們还仔細研究了剖面上鉆孔中的 Ag 异常, 发現鉆孔中 Ag 异常 >1r/g 的地段都与矿体存在直接有关, Ag 异常 0.2—0.8r/g 的地段都与含矿断裂带有关(見表 6)。

表 6 鉆孔中断裂带及含矿部位上 Pb、Zn、Ag、Hg 异常的含量

异常編号	异常中金屬含量(r/g)				异常性質	异常編号	异常中金屬含量(r/g)				异常性質
	Pb	Zn	Ag	Hg			Pb	Zn	Ag	Hg	
CK 160/70.71	400	347	1.2	0.2	矿异常	CK 215/27.28	83	44	0.25	0.2	断裂破碎带
CK 160/59.76	5000	>10000	2	>1	矿异常	25.26	600	133	0.35	0.3	断裂破碎带
CK 161/45	200	550	5	>1	矿异常	CK 331/22.15	233	244	0.8	0.14	断裂破碎带
CK 28/29	700	22	2	>1	矿异常	CK 188/52.55	33	44	0.3	0.1	断裂破碎带
31	133	22	3.5	0.6	矿异常	CK 196/3	—	—	0.42	0.5	断裂破碎带
CK 259/34	300	2860	2	>1	矿异常	CK 166/6	40	80	0.45	0.5	断裂破碎带
59	667	22	1	—	矿异常	CK 178/43	233	266	0.7	—	断裂破碎带
CK 295/29.30	533	220	1.4	0.4	矿异常	CK 213/32	200	20	0.3	0.5	断裂破碎带
17.18	440	1550	1.6	>1	矿异常	CK 168/21.22	1000	600	1	>5	距矿20米
15.16	2200	2000	2	>1	矿异常	CK 186/26.27	83	22	0.5	0.3	断裂带
CK 213/10	283	22	1.5	0.9	矿异常	CK 164/37	60	260	0.45	0.5	距矿20米
72	1000	22	2.5	>1	矿异常	28	200	2000	1.2	0.9	距矿30米
CK 168/42	400	200	2	>4	矿异常	CK165/	40	100	0.2	0.3	断裂带
CK 186/57	366	67	1.3	>1.4	矿异常	CK162/	200	400	0.4	0.2	断裂带

Ag 属地球化学活动性較大的元素之一,在硫化物中的結晶溫度比 Pb 及 Zn 低。因此当矿液中含有較富的 Ag 时,在 Pb、Zn 硫化物沉淀結晶时, Ag 尚未結晶,还繼續活动,这样有可能在鉛鋅矿床四周形成范围比 Pb、Zn 更大的 Ag 暈。 这对于普查及找寻深部盲矿体有很大意义,而 Ag 异常中的強异常則又能指示含矿断裂带甚至矿体的位置, 因而可以認为, Ag 是找寻 Pb—Zn 盲矿体的最重要的指标之一。

在 Pb—Zn 矿床中 Hg 暈的发現是近年来地球化学探矿領域内重大成就之一。B. З. 富尔索夫[5]使用了灵敏度达 $3 \times 10^{-5}\%$ 的汞的光譜分析方法, 发現 Pb—Zn 矿床中的汞异常一般是沿断裂带分布。 在汞的光譜分析灵敏度提高至 $2 \times 10^{-6}\%$ 后, H. A. 奥捷洛娃[6]就发現汞暈并不局限于破碎断裂带内,其范围較 Pb 暈寬广得多。 作者使用了 Hg 的比色分析方法,其灵敏度为 $2 \times 10^{-5}\%$,所得結果与富尔索夫的类似。

在鉆孔中大的破碎带是容易发現的,但对一些小的破碎断裂带有可能被漏掉,尤其当岩石破碎、質脆,鉆心采取率低,其可能性更大。 由于 Hg 异常常指示含矿通道的存在,因而作者認为: 研究鉆孔中 Hg 异常的分布情况, 将有助于对剖面上断裂、破碎带分布的了解及合理的划出构造带。这对找矿勘探能起很大作用。

此外,在工作中我們还发现了 Hg 的另一个有意义的規律: 即在含矿断裂带中 Hg 异常一般在 0.1—0.5r/g,而在矿体附近异常增高至 1r/g 以上。 前文已談到 Ag 也有这样一个規律。我們統計了18个鉆孔中 14 个矿异常(表6)。当岩心采取率低,矿体产状复杂时,鉆孔在矿体附近 2 米内穿过,而在鉆孔岩心中未发現任何矿化迹象。在此种情况下,根据鉆孔中 Hg 和 Ag 的异常,可以发現漏掉和鉆孔附近的矿体。这在勘探工作中是具有实际意义的。

原生暈方法在普查找矿工作中的作用

我們制作了三条区域性的地球化学长剖面[1]。采样点距由 40—250 米不等。剖面穿过了矿区主要地层，并穿过了若干已知矿点。每条剖面长达数公里。从剖面上观察(見图6)，在已知矿段上出現了較大范围的原生异常，其中 Ag 的异常范围最大，含量在0.02—0.5 r/g，比較稳定，此种范围較大的原生异常的出現主要反映了热液活动的范围。在地球化学普查中，布置較稀疏的采样点，分析样品中的 Ag，不会漏掉有远景的地段。

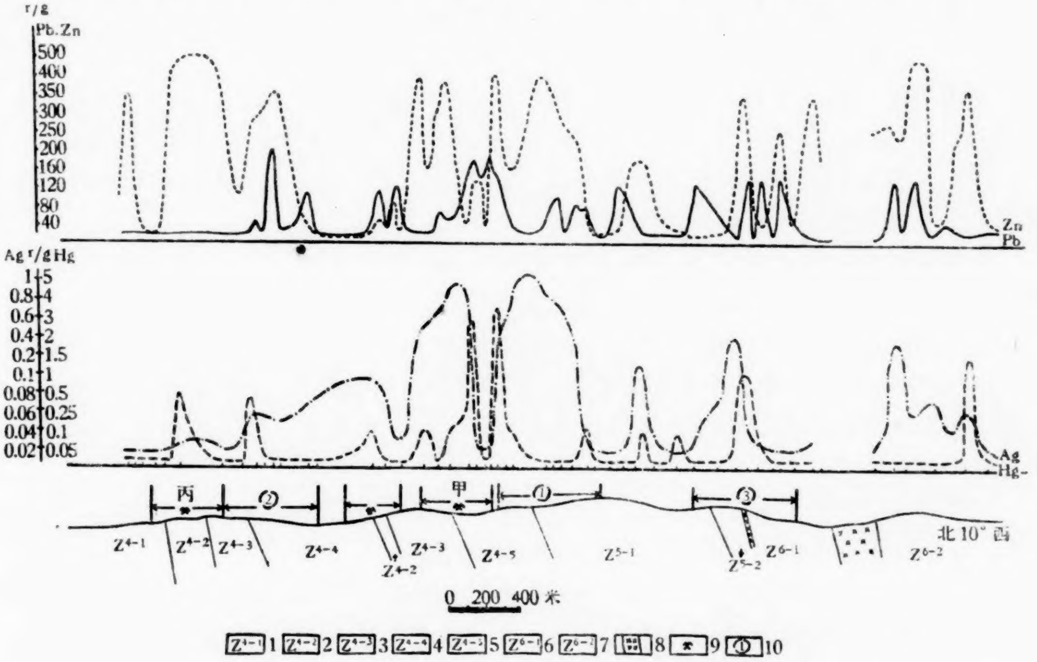


图 6　中比例尺的原生暈地球化学剖面图

1.豆状白云岩；2.細晶质白云岩；3.豆状白云岩；4.条带状白云岩；5.矽化豆状白云岩；6.条带状灰岩；7.矽化致密灰岩；8.閃长岩；9.已知矿区；10.区域异常区及編号

Pb 在大剖面上的异常范围小，含量也低，一般未超过 200r/g。Pb 异常存在的位置，与主要含矿地段有关。

Hg 在大剖面上的异常范围比 Pb 更小，往往表現为一些孤立的高峯。由于 Hg 异常分布与含矿断裂带有关，因而十分可能，Hg 异常的高峯地段，是反映了主要含矿构造带。

根据大剖面上异常分布的范围、強度、指标元素間之关系等，結合地质观察，我們对矿区今后找矿提出以下看法：从矿区大范围来講，矿液活动中心应在甲区与①号异常地段(图6)。这两个地段十分邻近，异常情况极为一致。甲区已証实为一个大的矿区，因而①号异常地段是一个十分值得重視的远景地段。此外，②号和③号两个异常地段也是值得注意的地区，不过异常強度与規模不如甲区及①号地区。这里有成矿可能，但不如①号地段有利。十分有趣的是丙区，目前根据地质观察，地表主要为閃鋅矿化，方鉛矿化很弱。

1）此工作与长春地质学院科学研究队合作的。

而在大剖面上也仅出現了較大的 Zn 异常。这充分說明在丙区当初热液中是富含鋅的，因而可能在此处发現富含鋅的矿体。

此外，本矿区除 Z^4 是成矿有利岩层外(其中尤以 Z^{4-3}—Z^{4-5} 最好)，而 Z^6* 也有含矿可能。在 Z^6 中也发現了具有一定規模的 Pb、Zn、Ag、Hg 的原生异常，說明本区热液活动范围很广，因而，只要具有适宜的地質环境(构造裂隙)，就有成矿可能。

結 論

1. 研究 Pb 及 Zn 在腐植层、断层裂隙及岩縫中的細粒物質、基岩及鉆孔岩心中异常的分布，可提高普查勘探效率。

采取断层及裂隙中的紅色及黃色細粒物質，分析其中 Pb、Zn、Ag、Hg 等元素的含量，在对比的基础上，可評价构造带的含矿性，初步指出各构造带中最有希望的地段。

系統采取岩石縫中的細粒物質的样品，分析其中 Pb、Zn、Ag、Hg 等元素的含量有可能进一步詳細圈出最有希望含矿的地段及其范围。

分析鉆孔中的岩心样品，可以根据所发現的 Ag、Hg 及 Pb、Zn 异常的強度，預測在鉆孔中或其附近是否有矿体存在。

2. 对地表基岩及岩石裂縫中风化了的細粒物質中的 Pb 及 Zn 含量进行了对比研究，发現在距矿体較远处，微迹金属主要聚集在宏裂縫中。因而指出：分析裂隙中的細粒物質比分析基岩能更好的发現由盲矿体所造成的异常。这一現象对于提高原生暈方法的效果具有很大意义。

3. 发現地表原生异常的形状与矿化带位置、产状及含矿断裂带的位置之間具有密切关系。可以根据异常形状提供确定鉆孔位置的資料。

4. 对矿床四周三度空間中的原生分散模式作了研究，发現矿羣被大致呈椭圓形的异常外壳所包裹，其范围較矿羣大数倍。其中 Ag 异常范围最大，Pb 及 Zn 次之。

暈中 Pb、Zn 含量具有明显的漸变性。在矿体邻近，Pb 及 Zn 异常含量达 1000r/g 以上，距矿体数十米处异常含量降至数百 r/g，在 80—100 米以外則降至 100r/g 以下。可依此大致推测盲矿体埋藏深度，在鉆孔中預測附近有无矿体存在。

Hg 暈与构造裂隙有密切关系。可根据 Hg 暈峯值的分布大致推測裂隙分布模式。

5. 不同类型的矿体(Pb 矿体，Pb-Zn 矿体，Zn 矿体)四周的原生暈其 Pb/Zn 比值各不相同，因而可以利用此种比值关系推測附近盲矿体的組分。

参 考 文 献

[1] Kennedy, V. C., Geochemical studies in the southwestern Wisconsin zinc-lead area, U. S. G. S Bull, 1000—E, 1956.

[2] Webb, J. S., A review of American progress in geachemical prospecting and recommendations for future British work in this field. Bull. Iust. Min. and Met, N. 557, 321, 1957.

[3] 邵跃：辽宁某鉛鋅矿区原生暈的研究。地球物理勘探，1959 年第 12 期。

[4] И. И. 金兹堡：基岩內金属元素的地球化学探矿，金属矿床地球化学論文第二集。地質出版社，1960。

[5] Фурсов, В. З., Ореолы рассеяния ртути как поисковый признак на сзинцово-цинковом месторождений Ачисай. Геохимия, № 3, 267, 1958.

[6] Озерова, Н. А., О применении первичных ореолов рассеяния ртути для поисков свинцовоцинковых месторождении. Геохимия, № 6, 638, 1959.

* Z^6——为条带状灰岩。

第41卷 第3-4期 地質学报 Vol. 41, No. 3-4
1961年12月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

原生暈方法在地質普查勘探中的作用

謝学錦 陈洪才

近几年来，利用原生暈寻找盲矿間題，已引起国内外的普遍重視。本文就是介紹1960年在南岭地区某多金属矿区，利用原生暈方法找到新的盲矿体的实例。其中，对此法在普查勘探各个阶段所起的作用及不足之处、与其它地球化学方法的配合、以及一些新的工作方法与解释推断等問題进行了探討。希望这些探討，对其它地区的找矿工作能有所俾益。

原生暈研究工作系該矿区綜合普查勘探工作的一个組成部分。样品分析是在当地設立的临时实驗站中进行的，有一小部分由物探研究所的实驗室担任。在工作进程中，曾得到綜合研究队和矿区地質队的同志許多帮助，这对整个研究工作的完成起了很大的作用。

一、矿区的地質及地理条件

在矿区内出露的地层，主要为侏罗紀的砂頁岩(砂質頁岩中夹有石英砂岩)、泥盆紀的东崗岭砂頁岩(泥質鈣質頁岩及粉砂岩)、东崗岭灰岩(中-薄层泥質灰岩，其中夹有鈣質頁岩)，桂头羣砂岩(石英砂岩，并夹有粉砂岩)。

矿区构造：以北东及北北西两組断层最为发育，北东东及北西西者次之。燕山期岩浆活动結果，沿北东东向的断裂有花崗閃长岩岩株侵入，在北北西向的断裂中形成次流紋斑岩岩脉。

过去已发現的多金属矿带，位于次流紋斑岩东側，产于其上盘的东崗岭灰岩中；矿体呈似层状及扁豆状。在灰岩上部的东崗岭砂頁岩中，浸染状多金属矿体可能大部分已被侵蝕，在地表留下了規模巨大的鉄帽。

矿区地形属中高山区，标高600—1000米。山脉呈南北向延伸；在矿区西部，侏罗紀地层形成的山脉則呈东西向延伸。两列山脉之間多为峽谷，水系发育，呈树枝状或梳状。第四紀复盖分布普遍，植被茂盛，但在山脊及沟谷中皆有基岩出露。

区内气候潮湿，雨量充沛，平均年降雨量达1,500毫米以上。

二、对过去分散流資料的整理与推断

自1956年以来，矿区地質队即开始在已知矿带的外围进行普查工作，曾使用了各种地球物理与地球化学方法。后者包括水系金属量测量及水化学方法，在局部地段还进行过少量土壤金属量测量工作。用上述方法在矿区外围不少地点都发現了异常。

1960年在进行原生暈研究之前，重新整理了过去这些資料，发現环繞次流紋斑岩与花崗閃长岩周围的水系中皆有异常存在(图1)。由此可見：(1)火成岩与矿化关系密切。运矿热液的活动并未局限于次流紋斑岩与东崗岭岩层的接触地带，而在火成岩与桂头羣砂岩及侏罗紀砂頁岩接触地带也有活动，并使这些地带矿化。(2)由于矿液活动規模巨大，

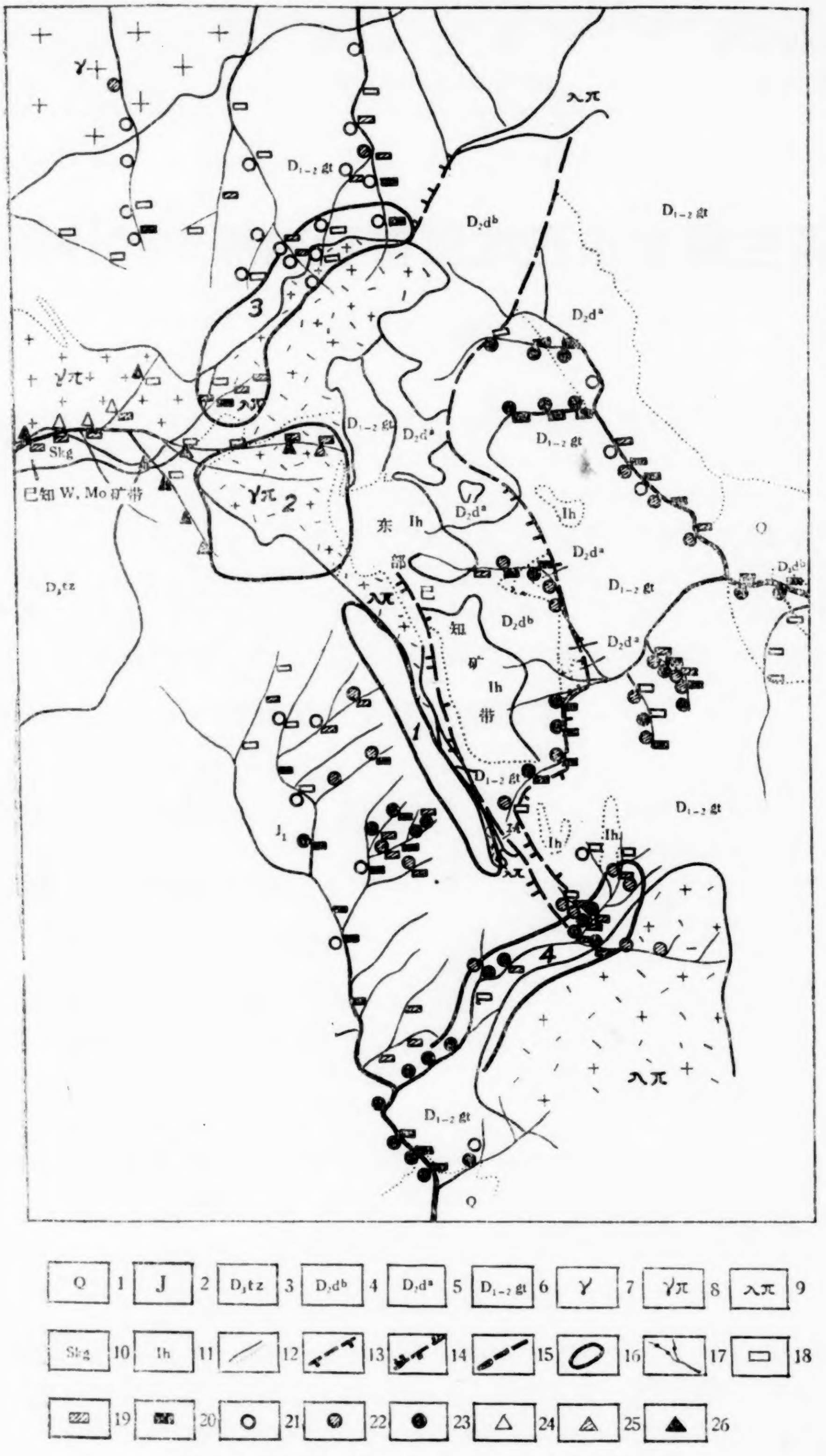


图 1　矿区外围水系沉积物中 Pb、Cu 及 Mo 的分布

1.第四紀冲积层； 2.侏罗紀砂頁岩； 3.泥盆紀天子岭灰岩； 4.东崗岭砂頁岩； 5.东崗岭灰岩； 6.桂头羣砂岩； 7.花崗岩； 8.花崗閃长岩； 9.次流紋斑岩； 10.矽卡岩带； 11.鉄帽； 12.实測及推測的地質界綫； 13.正断层； 14.逆断层； 15.岩性不明的断层； 16.圈出的有含矿远景地段； 17.水系及采样点； 18.Cu异常40—100r/g； 19.Cu异常100—300r/g； 20.Cu异常>300r/g； 21.Pb异常60—150r/g； 22.Pb异常150—400r/g； 23.Pb异常>400r/g； 24.Mo异常4—20r/g； 25.Mo异常20—40r/g； 26.Mo异常>40r/g

并在条件有利之处(东崗岭灰岩)形成巨大的矿带。 可以预料，在条件較差之处(砂頁岩)亦有可能形成有經济价值的矿体。

根据上述分析，在图1上圈出了四个有成矿远景的地段。

第一个成矿远景地段：在侏罗紀砂頁岩分布区内水系中发現的异常。 該地段的北部为較弱的Cu、Zn异常，南部为Cu、Pb、Zn异常。此异常可能是山脊上鉄帽的沾污所引起的，也可能是次流紋斑岩与侏罗紀砂頁岩的接触带上矿化所引起，或者是上述二者迭加的結果。1960年在这里发現了強磁异常，进一步支持了在接触带上可能有新的矿化的推断。

第二个成矿远景地段：在花崗閃长岩分布地段的两条水系中有极明显的Mo异常。可以預料，这一地段有鉬的矿化。

第三个成矿远景地段：在次流紋斑岩北部的水系中有較強的 Cu、Zn 异常及弱的 Pb 异常，推测系由次流紋斑岩与桂头羣砂岩接触带上可能存在的矿化所引起。

第四个成矿远景地段：在南部次流紋斑岩与侏罗系的接触带附近的一条主要水系中，发現了連續而极強的Pb、Zn、Cu 异常。过去曾認为此异常系由已知矿床的沾污所引起；但在水系源头邻近鉄帽分布处异常值并不高，只有当水系流經次流紋斑岩与侏罗系的接触带时，异常值才显著增高，故初步認为在接触带中可能存在鉛—鋅—銅矿化。

三、原生暈方法对水系沉积物中的異常的驗証

根据水系沉积物中异常和地質資料所推測的矿化位置及其延伸情况，需进一步工作加以驗証，而研究岩石中的原生暈是最可靠的驗証方法之一。

(一) 工 作 方 法

1. 采样　各不同成矿远景地段內所推測的矿化延伸方向、其与地形的关系、地表状況等均不相同，因而对采样工作作了不同的布置。

在第一、三成矿远景地段的接触带中可能存在矿化，估計其延伸方向与山脉走向大致垂直。这两地区山高谷深，植被茂盛，荆棘丛生，通行困难，布置正規采样网是不实际的。在山脊中基岩露头較多，通行亦易，因而测綫皆沿山脊布置。

在第二成矿远景地段的中央系山脉主峯，其四周形成峭壁悬崖，难以通行。推测此区鉬矿化大致呈圓形，因而布置的测綫呈放射状，从各个方向接近主峯。

在第四成矿远景地段內矿化可能沿接触带分布，因而垂直于接触带布置了测綫。

原生异常范围一般要比經过次生分散作用的土壤异常范围狹，而且已經发現沿裂隙发育的原生异常有时仅寬10—20米[3]，因而在工作开始阶段，采用10米点距，在接触带附近50米范围內加密至5米；在进一步工作中则将点距定为20米，在接触带附近加密至10米。綫距根据具体地形条件，一般在300—500米之間。

在采样点周围1米范围內采集岩石碎块，个别地点亦采集了岩石风化产物，样品重約150克。

2. 分析　在本区工作中試用了冷溶方法，分析 Pb、Zn、Cu；即用 1:3 HNO_3 浸提样品，而不經由加热煮解。分析 Mo 时，用 H_2SO_4—HNO_3 煮解样品，并用 KCNS 法测定[6]。分析 As 时，用 HCl 及 $KClO_3$ 煮解，并用斑点法测定。

3. 异常下限的确定　原生暈研究工作往往在矿区或成矿远景地段内进行，不易获得大量背景样品，因而如何根据有限范围内的分析数据，区分背景与异常，是一值得研究的問題。

在本区工作中曾試用了如下确定异常下限的方法：以样品点百分数为縱坐标，以金属含量(r/g)或其对数値为横坐标，制作所謂直方图。在无矿地区，如果有足够数量的样品，則将获得类似图 2a 的"正常"分布模型。在矿化地区的金属异常系成矿作用的結果而迭加于围岩之中，因而在直方图上将观察到两个不同全域（population）頻率分布的交迭（图 2b、c）。

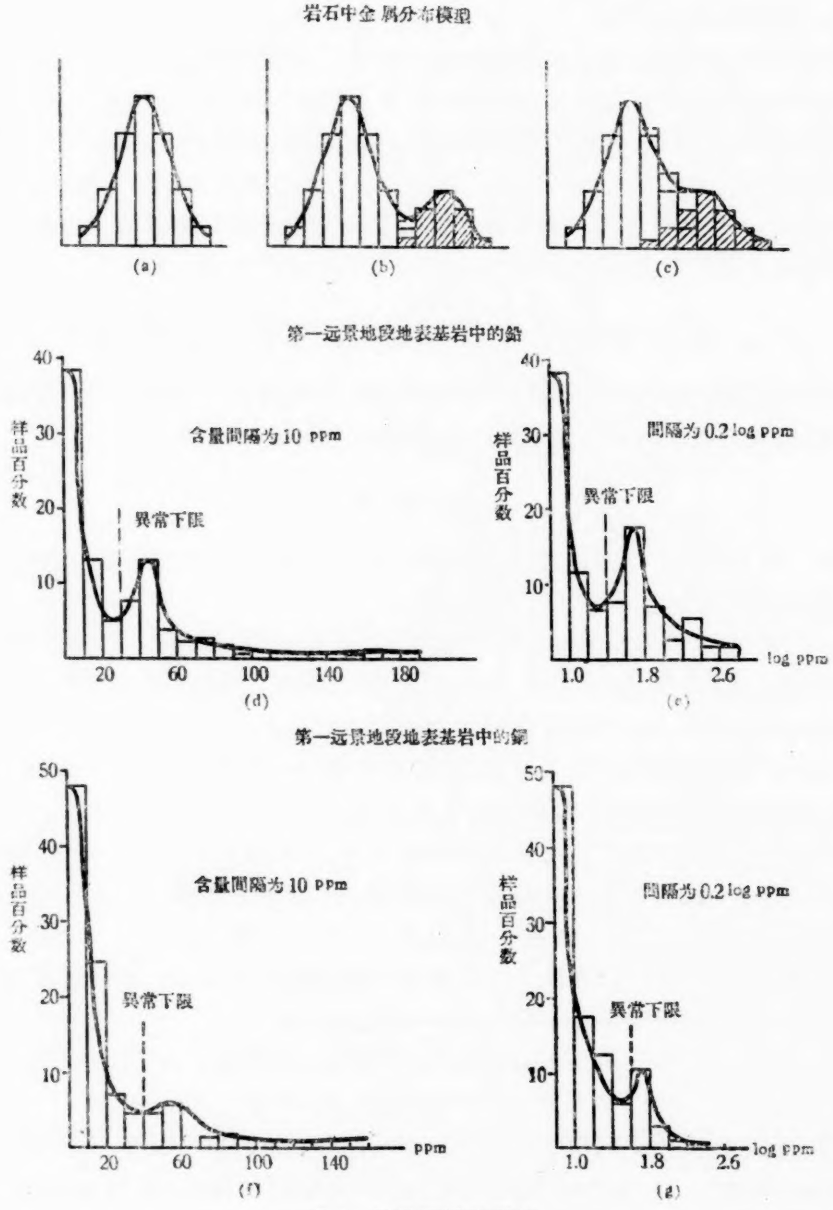


图 2　异常下限的确定

从图 2b 及 2c 上，規定曲綫两峯之間的谷底或背景曲綫驟然变緩所形成的"平台"处，作为异常下限。

在实际工作中，选用了算术与对数的两种含量标尺来制作直方图，以資比較（图 2d、e、f、g）。从图上可以确定，在第一成矿远景地段 Pb 异常下限为 30r/g，Cu 为 40r/g。另外，还可看出，用对数标尺所得的异常峯值似更为明显，有助于确定异常下限。

来自不同岩性与岩层中的背景含量，有时亦呈显著的双峯分布，而使异常下限的确定发生困难，此时須将不同岩性与岩层的分析数据分别制作直方图，但在我們的工作中尙未見到此种情况。

用上述方法对其它成矿远景地段的分析数据作了統計，发现各地段异常下限相差不大，从而規定了本区統一的异常下限为：Pb——30 r/g，Cu——40 r/g，Zn——60 r/g 及 Mo——6 r/g；As 的异常下限受方法重現性限制規定为 30 r/g。

无矿地区样品分析所得的結果（表 1），証明了上述情况。例如，在第二成矿远景地段，次流紋斑岩中金属含量甚低，似受矿液影响微弱，可假定为背景地段。

表 1　背景地段分析数据的統計

含量間隔	Pb			Cu		
	样品个数	样品百分数	样品迭积百分数	样品个数	样品百分数	样品迭积百分数
0—10	70	66.6	66.6	57	52.3	52.3
11—20	25	23.8	90.4	33	30.3	82.6
21—30	6	5.7	96.1	15	13.7	96.3
31—40	2	1.9	98.0	2	1.8	98.1
41—50	1	1.0	99.0	—	—	—
51—60	1	1.0	100.0	—	—	—
61—70	—	—		1	0.9	99.0
>70	—	—		1	0.9	99.9

如将异常下限大致定在 95% 的置信界限上（2 倍标准离差），则 Pb 为 30 r/g，Cu 为 30 r/g。可見，此与前述方法所定出者无大出入。

（二）工 作 結 果

四个远景地段的驗証結果見图 3、4。

第一成矿远景地段的接触带上，发現明显的原生异常：接触带南部有強 Pb、As 异常及較弱的 Cu、Zn 异常，北部有弱而不明显的 Cu、Zn 异常；說明接触带中可能存在着尙未被发現的矿化。由于在接触带的北部发現了強磁异常，而在南部（在強 Pb 异常的地段）磁异常減弱以至消失，可以推断北部可能有含 Cu 的磁黃鉄矿体，而南部則为 Pb-Zn 盲矿体。

第二成矿远景地段内发現了极強的 Mo 异常，在很大面积内 Mo 含量高达 100—1,000 r/g，Mo 异常范围与花崗閃长岩范围相吻合[1]，这說明在花崗閃长岩内存在着 Mo 的浸染

1）从图 4 上可見在測綫 2—1，2—2 晚侏罗世地层中亦有大片強 Mo 异常，經地质观察，証实过去塡图有誤，此处亦为花崗閃长岩分布地区。

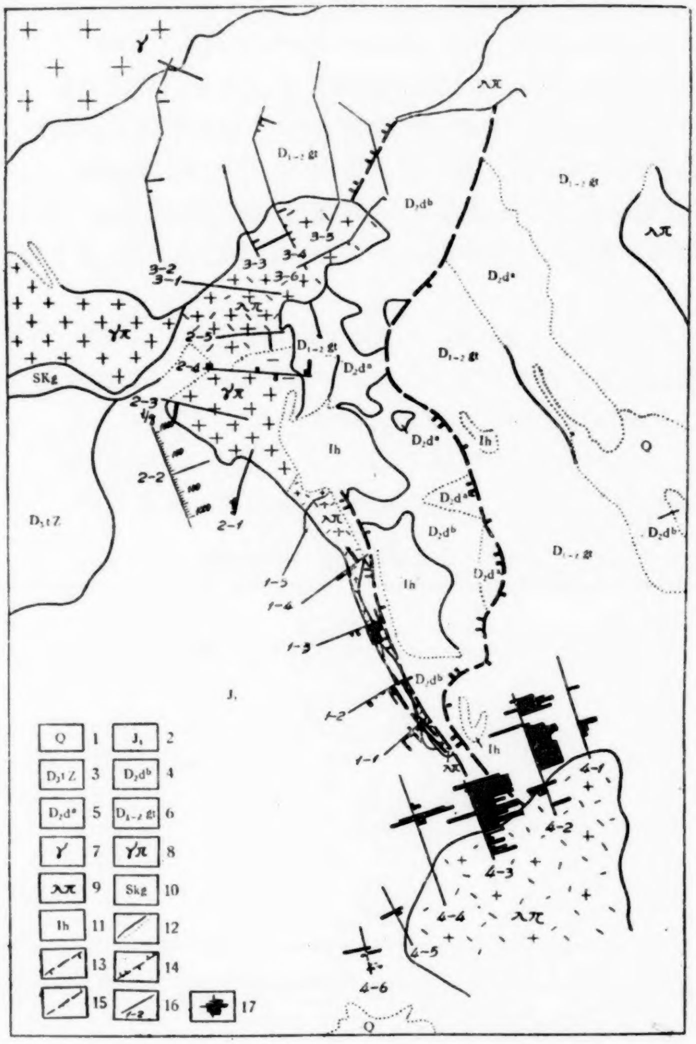


图 3　矿区外围基岩中的 Pb 及 Cu 异常

1.第四紀冲积层； 2.侏罗紀砂頁岩； 3.泥盆紀天子岭灰岩； 4.东崗岭砂頁岩； 5.东崗岭灰岩； 6.桂头羣砂岩； 7.花崗岩； 8.花崗閃长岩； 9.次流紋斑岩； 10.矽卡岩带； 11.鉄帽； 12.实測及推測的地質界綫； 13.正断层； 14.逆断层； 15.性質不明的断层； 16.地球化学測綫及其編号； 17.Pb、Cu 异常：右及下方为 Pb，左及上方为 Cu

状矿化。

在第三成矿远景地段內未发現有明显的 Cu、Pb、Zn、As 异常，此間題下面将另作討論。

在第四成矿远景地段內的第 1、4、5、6 号測綫(图 3)上，仅有較孤立的异常峯値，而在第 2、3 号測綫上則出現了大片的強 Pb 异常，这說明据原生暈方法所了解的矿化分布情况与原預測者有出入。原推測矿化主要受次流紋斑岩与侏罗系的接触带上的北东向构造所控制；从图 3 上看来，最強烈的矿化則在北北西向的构造带內，此处可能为次流紋斑岩东側的已知矿带与西側可能存在的新矿带沿北北西方向延伸的交汇处。由此可見，根据

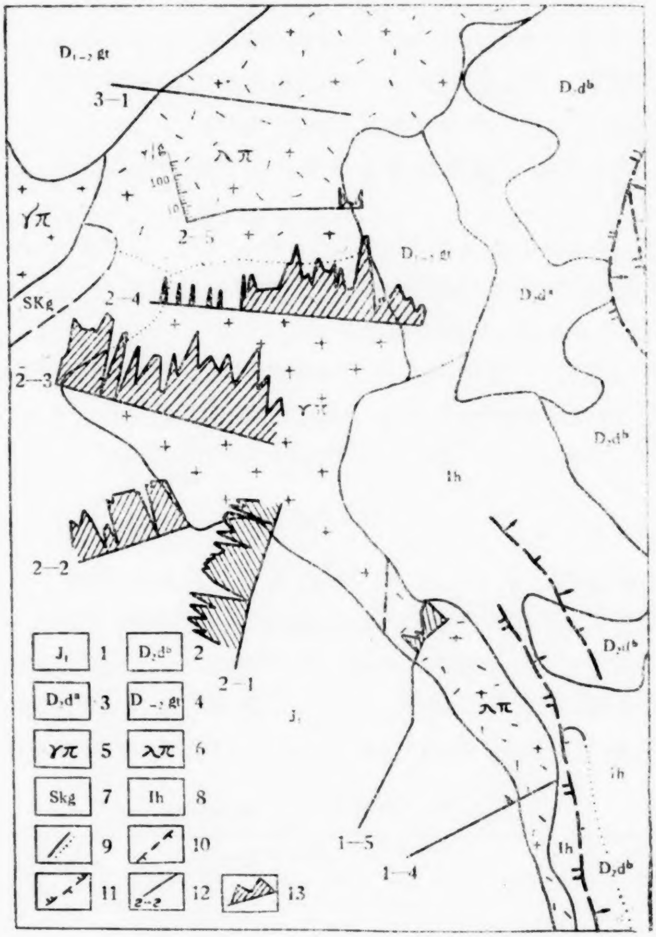


图 4　矿区外围地表基岩中的 Mo 异常

1.侏罗紀砂頁岩； 2.泥盆紀东崗岭砂頁岩； 3.东崗岭灰岩； 4.桂头羣砂岩； 5.花崗閃長岩； 6.次流紋斑岩； 7.矽卡岩带； 8.鉄帽； 9.实測及推測的地质界綫； 10.正断层； 11.逆断层； 12.地球化学測綫及其編号； 13.Mo 异常

地質及分散流資料对矿化分布所作預測，可用原生暈方法加以校正。

四、原生暈方法在詳查与勘探中的作用

在第一成矿远景地段（以下簡称西部异常带）的北段（相当于东部勘探剖面 15—8 的位置）的磁异常中心，打了 401 号鉆孔，于次流紋斑岩接触带中遇到了含銅磁黃鉄矿矿石；同时，也获得了上述原生异常的資料，扩大了此一地段的远景；指出在南端磁异常較弱或消失之处，可能有鉛鋅矿体存在。下面就着重介紹原生暈方法在詳查与勘探阶段的作用。

（一）工作方法

1.采样　把原布置的測綫加密，使綫距为 100—150 米，点距不变。 一部分測綫仍沿山脊布置，另一部分則沿山沟布置，以便比較所得結果。

2. 分析 为在詳查与勘探阶段获得更确切的对比資料，所有采来的样品皆用热的1:3 HNO_3 溶解，再进行分析。原已用冷溶方法分析过的样品，亦用热溶方法重加分析过。

3. 异常下限的确定 用上述的同一方法研究热溶方法分析所得的 Cu、Pb、Zn 数据，确定 Cu 的异常下限为 50r/g、Pb 为 50r/g、Zn 为 60r/g。

4. 推断方法 在推断时，特别着重于将原生异常的特征与东部已知矿带的原生异常进行对比的方法。

此种对比方法，在本区的运用有其有利与不利的条件。不利的条件是两地岩性不同：已知矿带产于东崗岭灰岩中，而西部异常带产于侏罗紀砂頁岩中；在已知矿带由于地表有鉄帽分布，且受露天开采影响，不易采集地表样品，因而仅有鉆孔中的資料，而在西部异常带仅有地表原生异常資料。尽管有这些不利条件，但极为突出的有利条件是已知矿带系在次流紋斑岩上盘，而西部的矿化系在其下盘，两者在空間位置的关系上极为密切，并可能系同一矿液活动的結果，因而其原生异常仍应有很大的相似性。

(二) 工作結果

加密測綫后所获得的 Cu、Pb 与 As 异常，其变化趋势更加明显。在表 2 中示 Cu、Pb、Zn、As 异常強度自北而南的变化，表中的数值系每条测綫上全部异常点的算术平均值。作者認为这种統計方法，对于观察形状狹长的异常在不同空間位置上的变化是有用的。从表 2 上可以看到 Pb 及 As 的变化一致，自北向南增強；Cu 的弱异常沒有什么变化，但其規模(从异常点数可看出)亦是自北向南增強；Zn 异常強度較作者在其它矿区所見者

表 2 西部异常带內异常强度变化

綫号	异常点数				异常平均值(r/g)				大致相当于已知矿带勘探剖面延伸綫位置	备注
	Cu	Pb	Zn	As	Cu	Pb	Zn	As		
1	15	18	11	20	110	1400	240	3300	28	沿山脊采样
6	7	13	1	17	120	1100	64	1500		沿山沟采样
2	15	24	3	33	100	660	140	1400	24	沿山脊采样
7	11	29	3	41	120	500	260	630	20	沿山沟采样
8	11	19	0	40	80	630	—	930	16	沿山脊采样
9	3	15	0	18	110	440	—	870	12	沿山沟采样
10	21	27	15	43	160	480	130	730	8	沿山脊采样
3	12	7	0	19	90	280	—	390	4	沿山脊采样
11	8	8	1	21	170	200	120	510	0	沿山沟采样
12	12	6	0	25	90	190	—	710	3	沿山脊采样
13	7	5	0	21	120	130	—	730	7	沿山沟采样
4	6	4	3	14	140	190	210	280	9	沿山脊采样
14	7	9	0	13	120	190	—	260	11	在山坡上采样
15	1	1	0	18	64	90	—	270	15	在山坡上采样
16	0	2	2	8	—	180	190	140	19	在山坡上采样
5	6	2	1	5	66	200	96	270	23	沿山脊采样
17	9	2	0	6	120	300	—	98	27	在山坡上采样
18	1	1	4	22	160	80	180	310		沿山脊采样
19	0	3	0	24	—	88	—	53		在山坡上采样

低，在山沟内不但异常几乎完全消失，且含量亦极低，說明在本区气候条件下，地表岩石中 Zn 被淋失甚烈。

将西部原生异常特征与东部已知矿带中原生异常作了比較。图 5a、b 示东部矿带中原生异常与矿石品位变化关系[1]。从图上可以看到，Cu、Pb 异常的变化与矿石品位的变化基本上相符。当够工业品位的 Pb 矿石出現时，其四周的原生异常強度卽驟然上升至 300r/g 以上。在已知矿带中，巨厚的銅矿体产出于 43—3 綫之間，而以 43—19 綫間矿石的儲量最大；在 51 綫銅矿石品位虽高，但儲量并不大。从图上看来，大于 300r/g 的 Cu 异常恰位于巨厚的銅矿体的分布地段。

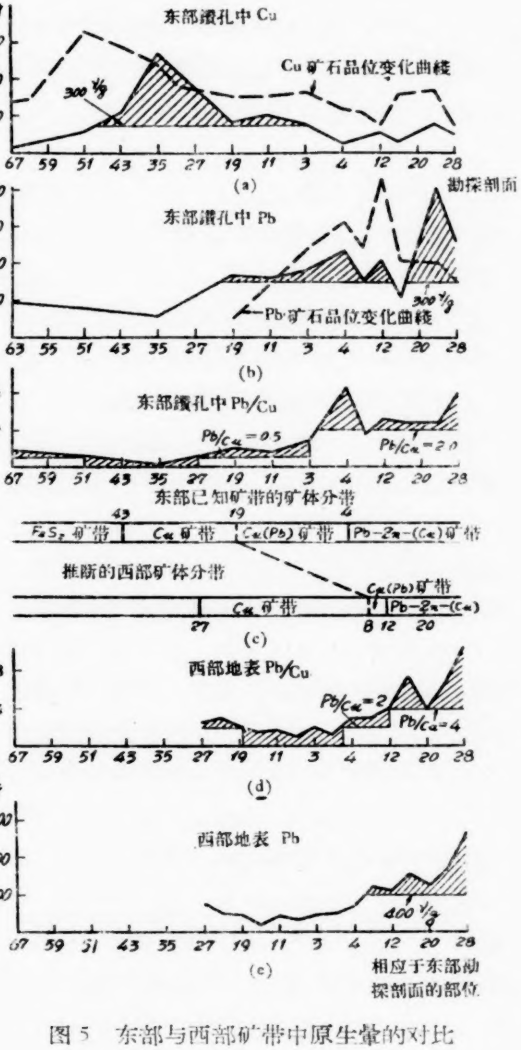


图 5　东部与西部矿带中原生暈的对比

1）研究此一問題时，在已知矿带自北而南选择 14 条勘探剖面，在每一剖面的不同部位选取 3 个以上的鉆孔，在其中每隔 3 米采样进行分析；用算术平均法求得每一剖面中，东崗岭灰岩内全部异常点的平均値，此即为在該一剖面位置上原生异常的"強度"。另在这些剖面上，利用全部鉆孔中矿石品位資料，用加权平均法求得每一剖面上的矿石平均品位。

在西部异常带，地表的 Pb 异常变化趋势与已知矿带是一致的。在相当于 8 号勘探剖面的部位，出現了类似东部在 19 号剖面处的轉折点，此处鉛异常驟然升高至400r/g以上，很可能有工业价值的 Pb—Zn 矿分布在相当于 8 号剖面以南的地段。

在已知矿带积累的大量統計資料証实，三度空間的原生异常強度与矿石品位或規模密切相关；但将此一規律应用于地表异常之評价时，则尚須考虑許多其它因素(例如盲矿体埋藏深度、表生作用影响等)。由于已知矿带中矿体产出的深度自北而南变化不大、已知矿带与西部可能存在的盲矿带在空間位置上密切相关、两地 Pb 异常变化的相似性以及 Pb 在表生带的稳定性，故可以推测西部地表 Pb 异常強度主要与矿石品位或規模有关，而認为自 8 号剖面以南，Pb 异常大于 400 r/g 的地段存在着有經济价值的鉛鋅盲矿。

在其它地区可能有不同的情况，例如在另一个鉛鋅矿床中[7]异常強度主要与距矿体远近有关。可以預料，异常強度虽受許多复杂因素所控制，但在某一特定的地质条件下，它往往受其中某一因素影响特別显著。掌握了此种情况后，可以大大減少推断时所面临的复杂性。

西部异常带中 Cu 异常变化則与东部完全不一致。在強磁异常的中心部位(19—11 号剖面，这里已根据磁測資料发现了 Cu 矿体)，Cu 异常并不明显；看来，在本区利用原生暈方法找寻銅的盲矿体是不成功的。

图 5c 及 d 上示东部矿带及西部异常带的 Pb/Cu 比值变化。从曲綫形状及变化趋势看来，相似性是明显的。但必須指出，西部异常带的 Pb/Cu 比值变化主要是受 Pb 异常变化所控制，因而在本区它只能作为一种輔助性的評价标志。

将 Pb 异常強度曲綫、磁測資料与 Pb/Cu 比值曲綫綜合研究，可以認为，东部已知矿带与西部可能存在的矿带中矿石类型变化是相对应的，但在空間位置上却有很大的錯动(图 5e)。

根据原生暈研究的結果，并結合物探和地质資料，在相应于东部已知矿带 8 号剖面延伸綫的位置上打了 415 号鉆孔。此处地表尚有強磁异常，估計在鉆孔中将遇到含銅磁黃鉄矿矿石；由于此处 Pb 异常驟然升至 400 r/g 以上，故可預料亦将有鉛矿石出現。鉆探結果遇到含銅磁黃鉄矿矿石，但肉眼未見有鉛矿物。分析結果表明，矿石中含鉛达 0.988%。

其后，将第二鉆南移布置在 415 孔南面(相当于第 20 号剖面)。此处強磁异常已不存在，但根据 Pb 及 Cu 异常強度，預料这里会遇到品位較高的鉛矿石，另亦可能有少量銅的矿化。在这里打了 417 号鉆孔，在接触带上遇到致密状方鉛矿矿石，另亦有少量銅的矿化。至此，可以認为对西部原生异常所作的解释已获得証实。

五、有待進一步研究的問題

从对西部原生异常的研究工作中可看到，利用原生暈方法找寻鉛鋅盲矿已获較滿意的結果，但对找寻銅矿則未成功。文献表明，銅矿床的指示元素研究得比鉛鋅矿床差得多，銅矿床中銅的原生异常一般較弱，范围較小。有人[7]認为，Zn 是銅矿床的最有效的指示元素。但在本区气候条件下，基岩中的 Zn 大部分遭到淋失，不能作为有效的指示元素。

在西部异常带北端的地表水及水系沉积物中有明显的 Cu 及 Zn 异常存在，但在基岩中异常不明显。地表水及沉积物中的异常，很可能是由深部淋洗过盲矿的地下水带上来

的，由于吸附或其它作用固定于水系底部的細泥中。

因此，在本区分散流及水化学异常可能比岩石中的原生异常更好的反映出深部銅的矿化。

根据上述討論，对于北部第三远景地段的評价应审慎从事[1]。从图1上看到这里水系沉积物中有很清晰的Cu异常及很弱的Pb异常，另亦有明显的Zn异常(未繪于图上)。这里的水化学异常与水系沉积物中的异常是符合的，但在基岩中仅发現少数不規則的高含量点。这种情况与西部异常带北段所見者类似，很可能在深部有銅的矿化存在，有必要使用磁法加以驗証。

綜上所述，可以看到各种地球化学方法皆有其自已的作用与不足之处；这就有必要更深入地研究它們在不同地质-地理条件下，綜合使用与解释推断問題，也有必要更多地研究寻找銅矿床的指示元素，使原生暈方法能够有效的在各种地质-地理条件下找寻銅的盲矿。

六、結　論

(一) 根据本区工作实例，在1:50,000或更小比例尺的地球化学普查中，原生暈方法可用于驗証在土壤及水系沉积物中的异常。它的作用是：(1)进一步肯定土壤及水系沉积物中的异常所圈出的远景地段，是否存在着有經济价值的矿化；(2)更可靠地了解矿化位置及其延伸方向。

(二) 选择了一个有成矿远景地段(西部异常带)，进行了詳細的原生暈研究工作。研究結果証明，在1:10,000的地球化学詳查中，原生暈方法的作用是：(1)了解可能存在的盲矿带范围及其延伸方向；(2)在异常中指出最有希望的部位，更合理地布置勘探工程，在較短时間内迅速对盲矿带作出初步評价；(3)預測矿带中矿石类型的变化。

(三) 在东部已知矿带，借大量統計資料証实，三度空間内原生异常強度与矿石品位及規模的变化密切相关。 但将此一規律运用于評价地表原生异常时，則尚需考虑盲矿体埋藏深度及表生作用的影响。

由于矿带产出深度变化不大，以及鉛在表生带的稳定性，因而成功的在西部异常中运用上述規律圈定了有經济价值的鉛-鋅矿化的范围。

(四) 在本区工作証明使用原生暈方法找寻鉛-鋅或多金属盲矿可得滿意結果。在西部异常带中根据原生异常及其它資料的綜合，預測中段有含鉛鋅的銅矿石，南段有較富的鉛鋅矿石，皆經鉆探証实。但对于找寻銅矿，則尚有待进一步研究。

(五) 原生暈异常是不均匀的，局部的地质及物理-化学因素的影响会使围岩中金属含量发生很大变动。由于运用了大量数据的統計方法，消除了一部分局部因素的影响，因而无論在已知矿带及西部异常带都发現了原生异常的有規律的变化。这类处理数据的方法，在今后地球化学探矿工作中可作进一步的发展。

(六) 探討了所用的工作方法：采样、分析与确定异常下限的方法。 所提出的确定异常下限的方法，值得作进一步的試用与研究。

---

1) 康継本，孙焕振，李善芳等同志对这問題提供了不少宝貴的意見。

参 考 文 献

[1] Соловов А. П., Фурсов В. З., Поиски невыходящих на поверхность рудных тел месторождения Ачисай. Сов. Геол., 1959 № 3, стр. 126.

[2] 邵跃:辽宁某鉛鋅矿区原生暈的研究,地球物理勘探, 1959, 12 期。

[3] Lovering, T. S., Morvis, H. T. The Chief Oxide-Burgin Area discoveries, East Tintic District, Utah; a case history. Pt. I. U. S. Geological Survey studies and exploration, Econ. Geol., 1960 55, p. 1116.

[4] Bush, J. B., Cook, D. R. The Chief Oxide-Burgin Area discoveries, East Tintic District, Utah; a case history. Pt. II. Bear Creek mining company studies and exploration, Econ. Geol., 1960 55, p. 1507.

[5] 謝学錦:測定土壤中微量銅的地球化学野外方法。地质学报, 37 卷, 351 頁, 1957。

[6] Tennant, C. B., White, M. L. Study of the distribution of some geochemical data, Econ. Geol., 1959 54, p. 1281.

[7] Webb, J. S. A review of American progress in geochemical prospecting, and recommendations for future British work in this field, Ball. Inst. Min. and Met. N. 557, p. 321. 1957.

第41卷 第3-4期　　地　質　学　报　　Vol. 41, No. 3-4
1961年12月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

中国寒武紀地层划分問題*

孙云鑄

中国寒武系分布区域很广，具有地台型和地槽型两种沉积类型，均系太平洋生物地理区，在世界上的寒武系分布地区中占重要的地位。

中国寒武系迭經华可脫（Walcott, 1913），孙云鑄（1923、1924、1935、1948、1957），小林貞一（1937、1946、1956），远藤隆次和雷賽尔（Resser, 1937、1956），卢衍豪（1941、1942、1954、1955、1956），张文堂（1957）等研究，于是初步奠定了中国寒武紀地层划分和对比的基础。华氏先在华北初步将中国寒武系分为三个統，但对寒武系上下界綫以及該系三个統之間的界綫并未划分出来，也未做建阶建带工作，尤其对上寒武統材料的报导感到貧乏。

作者（1924、1937、1957）首先确定了华北开平等区晚寒武世长山阶、凤山阶两个层（1923—1924），寒武系上界（1923—1931），中統和上統的界綫（1937）及中寒武世晚期汶水层（包括 *Amphoton* 和 *Damesella* 带）。后来远藤隆次也建立了中寒武世早期当十統。

1941年，卢衍豪将云南下寒武統划分出三个层——筇竹寺层，滄浪鋪层和龙王庙层，及其相当化石带；1953年，卢衍豪和董南庭进一步修定山东区寒武系中統的下界。最后，1948年作者在"中国寒武系地层界綫問題"一文中，初步提出了中国寒武紀地层划分（附表）；同时何韦耳（Howell）也作了中美寒武系之比較。

1937年，张文堂研究山东中寒武統，并将张夏阶自下而上分为：*Liaoyangaspis, Crepicephalina, Amphoton, Taitzuia, Damesella* 五个带，其中上部三个带相当于孙云鑄的汶水层。最后王曰伦、孙云鑄等（1956年）在蓟县确定了华北寒武系的下界。

1959年全国地层会議期間，早古生代小組初步提出了三个統，八个阶組和二十二个化石带。其中以晚寒武世各阶、带的建立，意見比較一致，但寒武紀的中、下界綫尚未取得統一意見，多数主张划在 *Ptychoparia* 带之上，还是比較适合，而张夏阶和龙王庙組的分带工作以及含 *Salterella* 燧石层能否独立成阶問題仍需作进一步研究。

（一）古生界下界以及震旦系和寒武系的关系

寒武系的划分是国际上重要地层問題之一，各国学者都很重視，特别是1926年在西班牙召开的第十四届国际地質会議，和在墨西哥召开的第二十届国际地質会議（1956年）均列为重要議題。

为了正确地划分寒武系，应当考虑：

第一、了解寒武紀前后的地层，就是要了解晚期前寒武系（震旦系）和早期奧陶系的全面情況。

---

* 譯文載"中国科学"十卷六期，726—733頁，1961。

第二、确定划分界、系、統、阶的原则。作者(1943年)在"就中国古生代地层論划分地史的原則"一文中，特别提出应用綜合研究方法，并以生物地层方法为主，同时并依据各期地壳运动和沉积旋迴，尤其对各期的升降运动(沉积間断)更加重視。一句話，就是以生物地层为主划分地史的大单元(如太古界、元古界、古生界、中生界、新生界)，而以普遍性或区域性的不整合和沉积間断以及新动物羣的大量繁殖作为划分系、統的根据。

1. 古生界的下界問題

古生界的下界問題是震旦系的隶属問題，也是寒武系的下界問題。如果单純以地质构造(大不整合)为依据，似应将震旦系列入古生界中的第一个系；但以古生物羣为主要根据的同时，又結合不整合間断和沉积旋迴，則震旦系就应当划入前古生界。我們必須認定一种行之有效的方法，作为主要划分地层的依据，特别是具有地层意义的化石羣。

首先，在世界的各区寒武紀地层中，出現了大量无脊椎动物羣，特别是三叶虫、古杯海綿、腕足类等，这代表地史上一个新的生物发展阶段。前寒武紀虽然仅有为数很少的生物存在，但根本不能和寒武紀相比。新生物羣的繁殖是各个地史阶段的主要根据，而个别属种的初現是次要問題。例如正笔石是奥陶紀、志留紀的带化石，主要是以笔石羣的繁殖为作为划分的主要依据，同时还要适当地考虑个别新笔石种属的初現，所以我們不应将具有一些网笔石的上凤山阶归入奥陶系。

其次，寒武系和前寒武系的构造关系在世界各地多为不整合，有时为間断，有时为整合，并且代表一个显著的盖层。西欧、北美和中国的情况都是一样的，震旦系和寒武系二者之間的不整合具有相当重大的意义。正如苏可脱(Schuchlrt)在討論"Taconian 系"的一文中最后一段引拉普华(Lapworth)一句話："下系(指寒武系)和其上复两系(指奥陶系、志留系)一样都可三分。那就是：上寒武統(Olenidian)、中寒武統(Paradoxidian)和下寒武統(Taconian)"。

1920年葛利普(Grabau)所著地质学教本二卷，也特别指出了古生界寒武系下面的广泛的不整合的意义，并且举出許多实例。来到中国之后，他錯誤地認为中国震旦系是一种不变质的岩层，并且和上复寒武系整合。所以他首先傾向将震旦系列入古生界的第一个系，但他仍沿用国际传統分法，仅仅作为一个建議而已。

华北震旦系标准地区——薊县，震旦系和寒武系之間的不整合，已經全国地层会議的肯定，这一运动(薊县运动)在华北各地均普遍存在。

最后，从沉积旋迴观点，寒武系和震旦系属两套不同的岩层。就以华北而論，前者属一套浅海相不变质的地台型建造，后者属一套較輕微变质或較深变质的地槽型的复理石建造，而二者之間，缺乏一些早期寒武紀地层，这是一方面。

另一方面，从二者的时間和厚度来看，也不应同属一个界。大家知道，各个地史阶段的时間和厚度，彼此决不相等，一般老的較长較厚，新的較短較薄，往往前一代或一界中之一紀或一系的时間和厚度就可等于后一时期的整个代或界。

根据絕对年龄的测定，震旦紀时間(約五、六亿年以上)和厚度(近万米)，就不应列入古生界。它的厚度約等于古生界，时間接近整个古生代一半左右，它已超过系一級的范畴，可能代表一个独立亚界。一般古生界采用三分法(上、中、下)或二分法(上、下)。如果

硬将震旦系列入古生界，势必将震旦系划分为下部，而将寒武系到二迭系划分为上部。这样做法，古生界(代)就失去当时命名的意义了。我們并不是机械地強調其厚度和时間，但事实上是一个客观自然規律的反映。

三十年代俄累希（Ulrich）創立“Ozarkian 系”，并且遭到大多数人的反对。他説“我过去之所以創立 Ozarkian 系主要由于它的巨大厚度”。对这个建議当时有不少人表示贊同，其中包括部分美国学者和日本学者，而中国同志始終未贊成他的这个建議。

2. 古生界二分三分問題

过去人們(包括作者在内)多根据老一套传統的方法，就是以莫企逊（Murchison）志留大系（Silurian）和貝郎德（Barrande）的志留大系以及拉普华的古生界的第一級旋迴为准則。上述三位地質学家均認为下古生界应包括寒武系—志留系。作者曾經遵循这个传統分法（孙云鑄，中国之寒武、奥陶、志留系，1926）。后来經过实际野外工作之后才感到这样的划分，在野外实际工作时有些不便，开始考虑采用三分法，其理由如下：

第一，在中国各大区域内这三套沉积很易划分。在华北寒武、奥陶系成为下一套，缺失志留系到下石炭統一套，上一套是从中石炭世莫斯科統(本溪統)开始。在西南方面，特别是黔南上泥盆統和下石炭統也不易分开。西北也缺失上奥陶統。相反的，中国奥陶系和志留系較易分开；揚子区域的奥陶系和志留系之間也有明显的界綫。

第二，中国南部加里东旋迴末期运动并不普遍的存在，泥盆系—石炭系实代表一套沉积建造，而动物羣本身又系过渡性質，所以作者曾建議将下石炭統从石炭大系分出称为狄南台（Dinantian），同时也指出中国莫斯科統以前的上升运动的重要性和意义（孙云鑄，1943）。

第三，北美上寒武統和下奥陶統中动物羣很难分出，以致俄累希才提出“Ozarkian 系”的建立。又阿帕拉契亚山脉的下志留統 Median 砂岩不整合于上奥陶統 Juniata 砂岩之上。同样的，中国南方一些地区晚期泥盆紀錫矿山阶动物羣常常过渡到杜内阶，并且相当法門阶的云南貝也在苏联杜内阶中发現。

特别在中国各大区域内，象这样例子很多，因此，我們不应墨守成規，应当进行一些必要的建議。在这方面，我們应当吸取苏联經驗，并对出席 1959 年全国地层会議的、以納里夫金院士为首的苏联代表团的意見予以考虑，卽放弃国际传統古生界二分法。

(二) 寒武系的系、統的界綫問題

由于豆馬多克（Tremadoc）阶之前有局部的不整合存在，寒武系上界曾引起一度的爭論。华北寒武、奥陶紀之間的冶里期上升，西南滇东龙王庙阶和紅石崖組之間的大間断，苏联爱沙尼亚蓝土和 *Obalus* 砂岩之間的大缺失以及美国佛蒙特省上寒武和下奥陶統之間的間断均足証明欧洲学者意見的正确性。

美国回勒(H. E. Wheeler)过分地強調生物层位(Olenellus 带)的作用，而忽略整个沉积旋迴，并以前者作为划分寒武系和前寒武系界綫的唯一依据是不够妥当的。同样的，因为另一期地壳运动是前寒武紀晚期和前寒武紀早期的另一个界綫，所以我們也不能同意将它划在更下的蒙德（Moonday）白云岩底部的大不整合面上(相当于中国呂梁运动)。

生物层位的作用，和其它标志层一样，仅可用作确定岩层年代，而不能用为划分二系之間的界綫。作者同意美国寒武紀地层委員会的意見，将界綫划在 Prospect Mountain 石英岩之底部。

中国寒武系上、中、下統的界綫，已經初步确定。就是上、中統界綫划在崮山阶之底（孙云鑄，1937），并且我們不断地在各地区崮山阶之下发現了間断（山东、河北、辽宁等省）。这一划分的依据不单是因为瑞典上寒武統中有个别 *Drepanura* 的发現，而更重要的是它的动物羣的組合，多系大量的晚寒武世的科属，并和前一时期汶水期的动物有了很大区别，同时前崮山期的沉积間断也标志着中、上寒武統的分統界綫。至于中、下寒武統的界綫，目前尙未取得一致的意見。

（三）中国寒武系的建阶和分带問題

建阶和分带是一項极其艰巨的工作。这不仅需要掌握大批实际的系統的資料，并且还需要通过广大的区域内各地区之間剖面的互相对比后，才能确定下来。

中国寒武紀地层完整，化石丰富，并且在全国范围内各重要地方均获得了比較丰富的資料，但是中国建阶分带工作还在开始，問題还很多，今后需要更多人認眞地从事这方面的調查研究工作。

目前中国寒武系的建阶建带工作（太平洋区）問題尙多，初步建立了十个阶和二十个化石带。上寒武統研究較早，其中共有三个阶和八个带均比較稳定，因而各地区之間的剖面也能进行相互对比，特别是华北和东北南部以及西南滇黔等地区。

作者認为中寒武統应初步分出三个阶——当十阶（下）、张夏阶（中）、汶水阶（上）比較妥当。太子虫带（*Taitzuia* 带）分布不广：例如，在晉北和祁連山它可以和 *Damesella* 带合并，因为二者在上述二个区域内均系共生。卢衍豪对山东寒武系中統下部进行分带工作，并修訂了东北当十統的涵意。*Kochaspis* 属在华北并不普遍，而 *Metagraulos* 属的层位也不很稳定。目前当十阶暫可包括两个带——*Sunaspis*、*Kochaspis* 带（下）和 *Bailiella* 带（上）。

下統包括三个阶、六个带比較适合。作者認为燧石层（*Salterella* 带）可考虑另成一个阶，較易取得統一的意見。

龙王庙是一个独立阶。最近我們考虑用饅头阶（龙王庙）并包括 *Micmacca—Redlichia chinensis* 带（下）和 *Shantungaspis* 带（上）。建議采用石桥以及和它相当的毛庄作为地方性的亚阶和亚組。

Ptychoparia 属位的时代問題是目前一个爭論問題。这个产 *Ptycholapids* 的层位，在华北位于 *Sunaspis-Kochaspis* 层位之下，其上下的岩性又有一些差异，作者同意暫时将它列入下統。另外，作者曾在滇东宜良发現一些 *Ptychoparids* 是和 *Redlichia* 共生。根据滇东缺失中、上寒武統以及划分地层界綫的原則（就是以大量种羣的繁殖为主，而以新种属的出現为輔）目前暫放在下統的頂部較为适合，今后对于 *Ptychopapids* 应作进一步的調查研究。

現将中国寒武系（太平洋区）初步划分如下：

上統	X 凤山阶	20——*Calivella—Tellerina* 带
		19——*Quaraticephalus* 带
		18——*Ptychaspis* 带
	IX 长山阶	17——*Kaolishania* 带
		16——*Changshania* 带
		15——*Chuangia* 带
	VIII 崮山阶*	14——*Drepanura* 带
		13——*Blackwelderia* 带
中統	VII 汶水阶	12——*Damesella* 带
		11——*Amphoton* 带
	VI 张夏阶（太子）	10——*Crepicephalina* 带
		9——*Liaoyangaspis* 带
	V 当十阶	8——*Bailiella* 带
		7——*Sunaspis—Kochaspis* 带
下統	IV 饅头阶**（龙王庙）	6——*Shantungaspis* 带
		5——*Micmacca—Redlichia chinensis* 带
	III 滄浪鋪阶	4——*Paragraulos* 带
		3——*Palaeolenus* 带
	II 筇竹寺阶	2——*Yunnanocephalus—Redlichia walcotti* 带
	I 含燧石层	1——*Salterella* 带

参 考 文 献

[1] American Cambrian Subcommittee 1927 Correlation of the Cambrian formation of North America, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 55, 993—1003.

[2] Diess, C. 1935 Cambrian- Algonkian unconformity in western Montana, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 46, 100—104.

[3] Howell, B. F. 1947 Cambrian correlation between China and North America, *Bull. Geol. Soc. China*, 141—162, Tab. 1.

[4] Kobayashi, T. 1952 A brief note on the Lower Cambrian of Morocco, *Congrès Gèologique Internationale XIXe Session-Alger*-1952 *Ser. Moroc.*, No. 16, pp. 29—31.

[5] Wheeler, H. F. 1947 Base of the Cambrian System, *The Journal of Geology*, 55 (3), 153—159.

[6] 孙云鑄：1948，关于中国寒武紀地层界綫問題。前中央研究院地质研究所丛刊，(8)，323—330。

[7] 沃罗格金，A. Г. 1957，苏联的寒武系。古生物学报，**5** (2)，223—249。

[8] 卢衍豪：1960，中国寒武系。科学記录，**4** (4)。

[9] 张文堂：1957，山东博山下、中寒武紀地层的初步研究。古生物学报，**5** (1)，13—32。

[10] Sun, Y. C. 1957 On the base of Cambrian System. *Bull. Geol. Soc., China*, 37, (3).

[11] Endo, R. E. 1956 Palaeogeography and basal condition of Cambrian System in Manchuria(Northeastern part of China), *Symposium of the Cambrian System, Its Palaeogeography and the Problem of Its Base, XX Geol. Cong.*, Mexico.

[12] Kobayashi, T. 1956 The Cambrian of Korea and its relation to the other Cambrian territories, *ibid.*

[13] Saito, R. 1956 Base of the Cambrian of Eastern Asia from the viewpoint of Sinian stratigraphy of South Manchuria, North China, *ibid.*

[14] Walcott, C. D. 1913 The Cambrian faunas of China (Willis and Blackwelder's *Research in China*, Vol. III).

* 崮山阶内 13、14 两个化石带可分为两个亚带，也可合併成为一个带。

** 华北饅头阶之下发現有早于饅头阶的层位。

第41卷 第3-4期 地質学报 Vol. 41, No. 3-4
1961年12月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

太行山北部前寒武系中的一种假砾岩

陈晋镳

太行山北部太古界中的砾状岩石，正式描述始自譚应佳[1]。按照他的意見，太行山一带的太古界，自上而下划分为"五台羣"、"建屏羣"、"阜平羣"。砾状岩石产于所謂"建屏羣"底部，是沉积变質砾岩，并具底砾岩的性質。于是，这种所謂的"底砾岩"，便成为确定"建屏羣"、"阜平羣"間为不整合接触及分层的主要依据之一。但是，通过1960年河北省地質局区域地質測量大队的工作，以及由地質部地質科学研究院組織有关单位参加的太行山前寒武紀地質研究队的观察，又1961年在太行山地区前寒武紀变質岩現場会議上，均認为以上的地层划分依据并不充分，不仅看不到上下地层間在各方面有明显差别，而且也看不到直接的假整合或不整合接触。所謂的"建屏羣底砾岩"，并不是沉积砾岩，沒有底砾岩的作用。由于地层划分方面牵涉較广，拟另文討論，本文仅就砾状岩石的观察結果，提供一些意見。

一、区域地質概要

平山、正定、阜平、涞源、灵邱一带的古老变質杂岩，根据岩性可划分为：

7. 滹沱羣变質砾岩組

~~~~~~ 不 整 合 ~~~~~~

6. 黑云母片岩，石榴石角閃片岩，磁鉄石英岩組
5. 大理岩組
4. 变粒岩組(含假砾岩层位)
3. 角閃斜长片麻岩組
2. 变粒岩黑云母斜长片麻岩組(含假砾岩层位)
1. 黑云母斜长片麻岩組

这些变質杂岩，在构造上均受到強烈的褶曲及断裂作用，形成同斜紧密倒轉的复背斜、复向斜，并有一些逆掩断层。在上下地层的构造形式上看不到有明显的差异，不能划分成不同的构造层。

区内变質作用、混合岩化作用，目前至少可以辨認出两期，一期在滹沱羣以前，一期使滹沱羣受到影响。

滹沱羣以前的地层变質程度一般較深而普遍，多属角閃岩相或更高級的变質相，亦有綠帘角閃岩相。混合岩化作用以混合交代作用1) 为主，受混合岩化作用的范围較广泛，一

1) "混合交代"一詞是程裕淇于1957年提出的，当时未作詳細解释，根据他最近的意見，系指产生大面积及大規模的混合、花崗岩化的作用而言，有別于产生局部交代作用或混合岩化的"交代侵入"(見后)。由这种作用生成的混合杂岩和其相邻的变質岩系的接触关系或杂岩中的混合質花崗岩及其两旁的混合空間的关系都是漸变的，而且这些过渡带也是很寬广的。他強調了产生"混合交代"和"交代侵入"作用和接触关系的地質环境有着明显和重大的差別。
~~~~~~

般属中等程度，为具有各种构造形态的混合岩。

滹沱羣以后寒武系以前的变质作用[1]，往往有明显的递进变质分带現象，較深的变质岩相仅見于五台山的东麓。混合岩化作用以交代侵入类型为主，在所謂的"花崗岩体"四周，往往沒有广泛而均匀的交代現象及复杂的混合岩，也沒有范围較大的"脉岩侵入带"。"岩体"边界比較明显，但岩性变化迅速，而且常常可以見到交代殘留体及殘留构造。

二、假砾岩的野外观察

目前已知的假砾岩产地共有25处之多，最北見于涞源易县間的司各庄一带，及山西灵邱下关鎮以西，大部分則分布在平山及正定东北部，少数亦見于阜平以北。根据对二十多个地点的观察，作如下介紹：

（一）假砾岩的"层位"

假砾岩在已知地点尽管"层位"不同，原岩成因各异，但均与受混合岩化的碱性长石片麻岩类有关。例如粗粒白粒岩（即石英长石变粒岩）或黑云变粒岩及成分相当的脉岩等。但是夹在变粒岩中的一些富鋁矽酸盐岩石也具有砾状构造。按原岩的成因可以分为两个类型：

1. 沉积变质的長石砂岩及"半粘土质"岩石[2]，它們分布广泛。变质后的岩石主要有两种，其一为白粒岩呈肉紅、黃、白色。暗色矿物极少，一般仅見少許磁鉄矿及黑云母。主要矿物为鉀长石（常伴生酸性斜长石）、石英、白云母。岩石以粗粒居多，中粒次之。成厚层、巨厚层状[2]。另一种为黑云母变粒岩，呈粉灰、暗肉紅色。暗色矿物中以黑云母含量較多。时有白云母，矽綫石相伴产出。浅色矿物中长石以鉀长石最多，余为石英及少量其他矿物。岩石为中粒或粗粒。具有不同明显程度的片麻状构造。并有花崗质、花崗伟晶质岩脉沿片理交代和貫入。因为这种岩石的原岩——长石砂岩有一定层位，只要变质作用及混合岩化作用的条件适宜，就可能产生砾状构造。所以在某种意义上講，假砾岩是有层位的。

在平山—涞源地区内，沉积变质的长石砂岩主要有两个层位，靠下的一个为变粒岩夹黑云母斜长片麻岩組；第二个层位在变粒岩組中。

产于前一个岩組中的假砾岩可用平山县楊树湾作为代表。附近的詳細剖面如下：

10. 黑云母斜长片麻岩；	
9. 黑云变粒岩，夹斜长角閃岩；	95米
8. 粗粒白粒岩，含有假砾石；	45米
7. 斜长角閃岩夹薄层黑云母斜长片麻岩及薄层大理岩；	40米

1）由于滹沱羣是否与下震旦統相当的問題尙有爭論，所以如果二者相当，此处所指者則为中震旦統以下，下震旦統以上；如果二者不相当，則应为滹沱羣后，震旦系以下。

2）此处所称的石英长石变粒岩，較国内通称的变粒岩組。多为厚层块状。看不到片理或片理极不清楚，并受到較明显的混合岩化作用。因常位于大理岩的下部，二者間通过片岩、角閃岩有显著的韻律构造，而且有固定层位，个别地点見到过殘留的交錯层，原始岩石可能是长石砂岩。这种岩石暫时尙无适当名称，长春地质学院称"白粒状片麻岩"似亦不妥，故权称"变粒岩"。如果采用混合岩化以后的岩石名称，可称为"白云母石英长石混合岩"。

6. 黑云母斜长片麻岩；　120 米
5. 斜长角閃岩夹薄层黑云母斜长片麻岩及透鏡状大理岩；　20 米
4. 黑云母斜长片麻岩；　50 米
3. 粗粒白粒岩，含有假碳石；　5 米
2. 黑云母斜长片麻岩；　60 米
1. 黑云母石英长石变粒岩。

含假砾石的粗粒白粒岩，顏色淡紅或白色，由长石、石英組成，含少量白云母、磁鉄矿、矽綫石。粒径一般在 3 毫米左右，均粒，无片理或片理不明显，厚层块状，常見有粒径 4～5 毫米的粗粒或伟晶花崗質岩脉穿插，但与围岩界綫不太清楚，只有粒度变化（見图 1）。

楊树湾一带的混合岩化作用，属中等程度，大部分均为黑云母条带状混合岩，条带粗細不等，順层交代作用明显，有时尚可見到殘留物质。但也有一些时代稍晚的含白色长石伟晶岩或脉状与层理斜交，有的充塡于小褶皺的軸部裂隙中。此外，局部可見到云雾状混合岩。較上层位，变粒岩組中的假砾岩，同一地层受褶曲反复出現，各地所見最多，特别是在平山西部，混合岩化作用較強烈，几乎凡有这个层位出露的地区均能見到假砾岩。产假砾岩地区的詳細层序可用平山拦道石剖面作为代表。

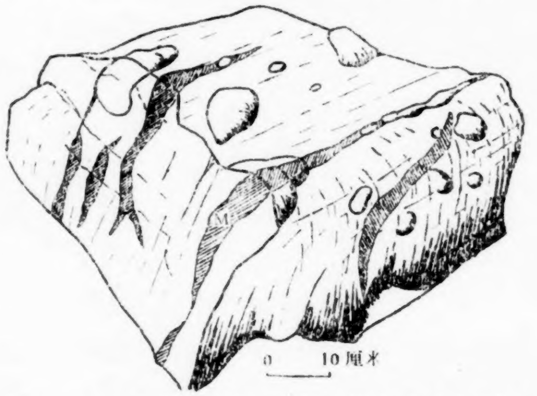


图 1　平山会口北沟中一个假砾岩大轉石的素描。示长石石英质混合岩化物质 (M) 成脉状貫入变粒岩内，并示有些假砾石的产生和混合岩化物质的关系。

5. 斜长角閃岩与大理岩互层，厚 215 米以上；
4. 粗、細粒变粒岩，含假砾石，共 7 层，各层間常有斜长角閃岩相隔，假砾石含量向与斜长角閃岩的接触面方向減少或消失，夹薄层斜长角閃岩及黑云母斜长片麻岩，厚 460 米；
3. 斜长角閃岩，夹多层云母大理岩，以及少量变粒岩薄层，厚 175 米；
2. 含黑云母变粒岩，斜长角閃岩及黑云母斜长片麻岩互层，厚 150 米；
1. 黑云母斜长片麻岩与斜长角閃岩互层，夹变粒岩薄层及厚为 1～1.5 米的含鉄角閃质岩石，厚度尚不詳。

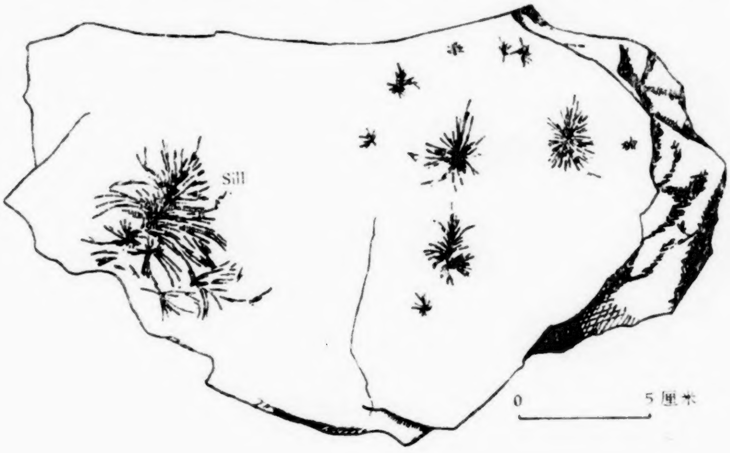
拦道石剖面在广大地区内具有代表性，但假砾岩的层数各地有所不同，有些地区尚夹有純矽綫石片岩，在矽綫石片岩内也有假砾石。

这个层位的含假砾石变粒岩以鉀长石、石英为主，其次有白云母、磁鉄矿，有时含黑云母，普遍含有矽綫石。粒度粗細不等。混合岩化特征与楊树湾者相似，常常見到脉状粗粒或伟晶状长英物质穿插現象，也同样不具清楚的边界。有时这些长英物质順层交代形成条痕——条带状混合岩。

2. 岩浆成因的脉状鉀鈉鋁矽酸盐岩石类型。目前見到者为数尚不多，仅发現于正定陈庄以南。岩石为中—粗粒的花崗質岩石，均粒結构，顏色深紅。

（二）假砾岩的描述

1.假砾岩中假砾石輪廓的显露程度各异，但在同一地点往往都能見到。約有三种形态：一是形态輪廓极为清楚，形成凸出的球状或其他形态，大小不一，疏密不均地排列，在岩石风化面上显露尤为明显。（見照片 1）。第二种情况是假砾石輪廓极不清楚，除去在顏色上可略見其与围岩有些不同外，很难确切分出哪一部分应該是"砾石"。边界模糊不清，形状不規則，边緣成鋸齿状。第三种情况可称为"雛砾构造"或大的聚束状結构。即在岩石中，可用肉眼看到由矽綫石（有时还有白云母）围繞某些中心密集聚生，略成放射状，在矽綫石中間有时殘留石英及长石类晶体，有时則在中心处为刚玉变斑晶。这种放射状聚集体在三度空間上呈球状，但也有沿片理或微細裂隙形成薄层状者（見图 2）。



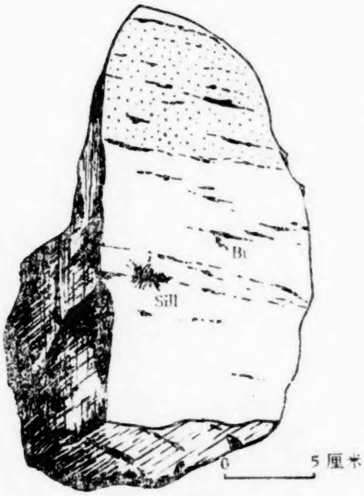


图 2　（上）平山常家道标本素描。示矽綫石（Sill）在含白云母的粗粒变粒岩层面上成聚束状构造；（下）平山楊树湾标本素描。示矽綫石（Sill）沿含黑云母变粒岩的片理聚合成聚束状构造。图中带点的部分为假砾石，注意其輪廓及保留片理的現象。Bt——黑云母。

2.假砾岩构造形态主要有三种类型：砾状、脉状、香腸状。

（1）砾状类型，指假砾石成独立的个体，被围岩隔开，互不連續，个体形态大致有五种：1)球状——假砾石呈滚圆状、椭球状，直径大小不一，自几厘米至十几厘米。这种形态最易被当做沉积砾岩的証据；2)眼状或眼球状；3)透鏡状；4)蝌蚪状；5)不規則状。

（2）脉状类型，与通常的岩脉相同，但自横切面看有时发現略呈筒状。按其与层理或片理产状的关系，可分成四种形态：1)縱脉状或平行脉状——长度、厚度比一般>3:1；2)横脉状或斜交脉状；3)X形脉状——似沿交插节理充填的X形岩脉；肘形脉状——脉弯曲成肘状或膝状。

（3）香腸状，介于上述两种类型之間的过渡形态，就其个体来說是单独的"砾石"，但个体与个体之間能看到相互的联系。据野外观察又可分为几种形态：1)平行香腸状——属于平行脉状和砾状間的过渡形态；2)X形香腸状——属于X形脉状和砾状間的过渡形态；3)直交香腸状——可能是縱脉状、横脉状两組，或是肘形脉状的两組与砾状的过渡类型（見照片2）。

以上几种构造形态的假砾石亦常在同一地点产出，同时也常因观察的断面位置不同而异。如平山湾子里北沟，沿走向自西向东首先見到呈大球状，然后是小球状、眼球状、透鏡状，最后成为縱脉状（見图3）。又如在正定野鸡鋪北，沿层面可見到許多餅状或透鏡状假砾石，被2—3組节理割切，但在横切面上經风化后成連續或不連續的球状个体。此外，这許多种不同形态，在沿傾向上也有递变現象，如在平山水峪自下向上首先見到組成假砾石的物質呈厚約1—2毫米平行层理的細綫，然后出現粗綫状或連續眼球状，其厚度或短軸长0.3—0.5厘米，进而成独立球状，再向上成为大球状（图4）。

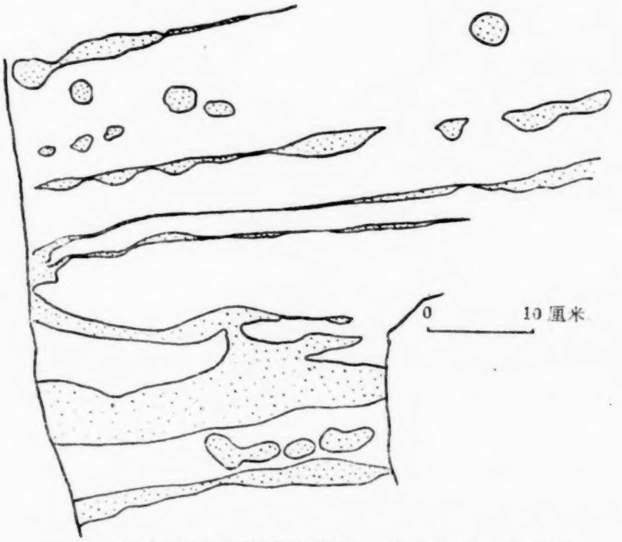


图3 平山湾子北沟露头素描。示各种形态假砾石（以点表示的部分）之間沿走向的变化关系。

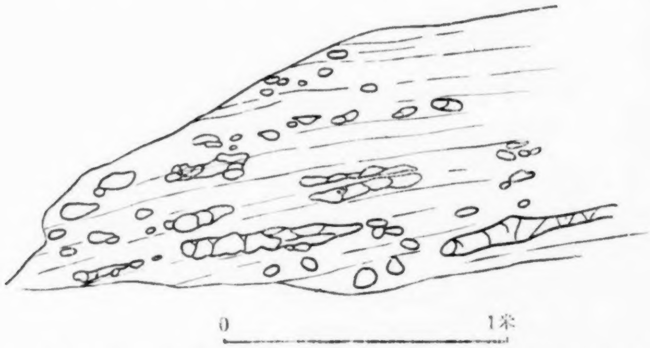


图4 平山楊树湾露头素描。示在粗粒黑云母变粒岩中的假砾石形态，并示受节理割切及与不明显的片理的关系。

3. 片麻构造：假砾岩的片麻构造，一般情况下由于多产于粗粒块状厚层的变粒岩中，因而不十分明显。但是在含黑云母或富含磁鉄矿变粒岩、或黑云母斜长片麻岩中，片麻构造往往頗为清楚，这样，就給我們提供了解释其成因的重要資料。

根据目前所見，在片麻构造較发育的情况下，片麻理往往穿过假砾石，或者說在假砾石中保留了片麻构造。在这种情况下，假砾石長軸的方向与片麻理的方向沒有一定关系，或平行、垂直或斜交。如平山楊树湾，产于黑云母斜长片麻岩——黑云变粒岩中的假砾石，被由黑云母平行断續相連的片理所穿过(見照片 2、4、5)；又如平山車輻沟富含磁鉄矿的变粒岩中，磁鉄矿条带也穿过了假砾石，而假砾石方向与片麻理成直交状态(图 5)。

4. 带状构造：具有带状构造的假砾石，在富鋁矽酸盐岩石中見到者最多，但也有产于变粒岩中者。据在平山水峪的观察，假砾岩中的带状构造，自假砾石的中心向外，可以分成刚玉、白云母、磁鉄矿、鉀长石、矽綫石(土粒状磁鉄矿)、鉀长石、矽綫石等七个带。前六个带形成砾状結构，最后一个带指矽綫石片岩。这七个带在同一假砾石中不一定同时出现，目前所知有八种組合(見表 1，图 6)。

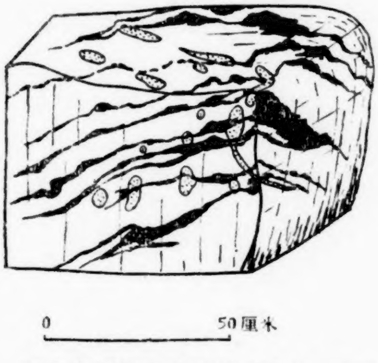


图 5　平山車輻沟露头的部分素描。示在白云母磁鉄变粒岩中有蝌蚪状假砾石(以点表示部分)并保留有片理(表現为黑色磁鉄矿条带)。

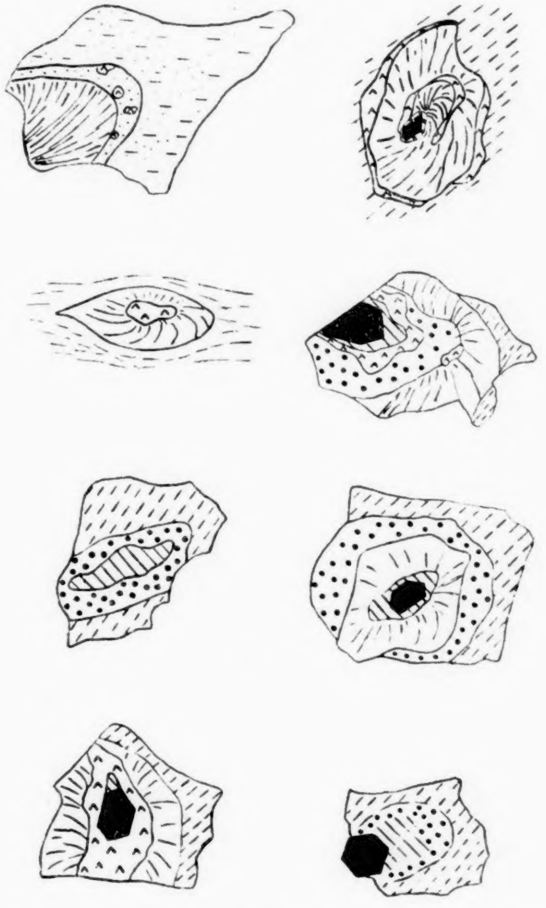


图 6　假砾石的带状构造。黑色：刚玉；細曲綫：矽綫石；粗点：长石；人字：磁鉄矿；斜綫：白云母；断綫：矽綫石片岩；断綫細点：黑云母变粒岩。(据张建农)

表 1

	組　　合	1	2	3	4	5	6	7	8
假礫石	刚玉带	×	×	×	×	–	–	–	–
	白云母带	×	×	×	–	×	–	–	–
	磁鉄矿带	×	–	–	×	–	×	–	–
	鉀长石带	×	–	×	–	×	–	×	–
	矽綫石带	×	×	–	×	–	×	×	×
	鉀长石带	–	×	–	–	–	–	–	×
围　岩	矽綫石带	×	×	×	×	×	×	×	–

三、假砾岩的显微鏡下观察

如前所述，含有砾状构造的岩石共有三类，其一为黑云变粒岩；其二为白粒岩；第三为矽綫石片岩。假砾石則可分为两种类型，其一为石英-矽綫石类型，另一为刚玉-矽綫石类型。兹就显微鏡下观察到的現象分述如下。

（一）黑云变粒岩

黑云变粒岩的主要矿物成分为微斜长石-紋长石、石英、奥长石及少量的黑云母、白云母、矽綫石及磁鉄矿、綠帘石、綠泥石、絹云母等，其主要矿物含量如表2。結构为等粒或不等粒的花崗变晶結构，篩状构造。

正长石受到強烈的"泥化作用"，被紅褐色高岭土所代替。微斜长石为最常見的长石类矿物，格子双晶发育，粒度大小不等，常为鈉长石交代。在許多薄片中，見到較晚期的白云母、矽綫石交代微斜长石。紋长石均为微斜长石被鈉长石交代的产物，按构造形态可以分为脉状与斑点状两种（見图7）。

表　2

	T *5020*（平山水峪）	T *5010*（平山水峪）	18 CD 28（平山上溫都）
石　英	20	25	55
奥长石	5	5	7.9
鈉长石	0.3	3	3.6
微斜长石	65	65	12
白云母	5	+	19.6
黑云母	+	0.2	+
磁鉄矿	0.2	0.19	+
綠帘石	+	+	+
矽綫石			+

注："+"示微量，"++"示稍多，以下同。

图7　鈉长石（Ab）交代微斜长石（Mcr）而呈脉状紋长石，及奥长石(01)与鈉长石之間的关系。Q——石英；Ms——白云母；Ep——綠帘石（18CD28，平山上溫都）。

在这两种类型紋长石中的鈉长石，未見任何污染蝕变現象。奥长石在薄片中的含量一般均較少，具有鈉长双晶，而且往往受到絹云母化。有时在奥长石与微斜长石的接触处，在奥长石边緣見到蠕虫状构造，并受到強烈的絹云母化，但仍保留有鈉长双晶。石英在奥长石中呈虫状，并与靠外面一些的一个較大石英晶体相連。在奥长石与微斜长石的交界处，尙有淨边現象(图 8)，这种現象說明岩石遭受混合岩化是比較明显的。

矽綫石在一些含假砾石的黑云母变粒岩中常呈发状的束草状結晶，直接交代微斜长石(平山楊树湾)，或交代白云母。还有的則交代黑云母。

云母类：黑云母在薄片中所見，大多为較早期的产物，往往被矽綫石、白云母所交代。

白云母有两个世代。早期白云母往往呈較大的鳞片状，晚期的云母呈細脉状，穿插于微斜长石之中，它与鈉长石化往往有密切关系，分布在脉状鈉长石之中。所有的白云母，在时代上均較黑云母晚，常常可以見到白云母切断了黑云母鳞片。

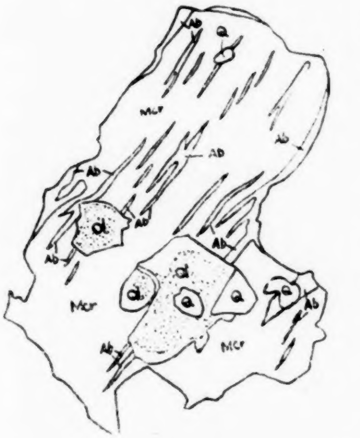


图 8　奥长石(01)与微斜长石(Mcr)接触处的淨边現象，以及鈉长石(Ab)交代微斜长石而呈脉状紋长石。Q—石英。(18CD28)

(二) 白粒岩

白粒岩有两种：一种为紅色、中—粗粒，主要由微斜长石、紋长石、石英及少量黑云母、白云母及极少量奥长石組成，片理不显著，均粒花崗变晶結构。矿物間界綫一般呈弯曲状，或称縫合綫状。在微斜长石中常有石英及綠帘石包体，形成篩状构造。石英交代微斜长石。微斜长石有显著的泥化現象(18CH01)。鈉交代作用显著。鈉长石交代微斜长石而呈脉状及斑点状紋长石；在強烈絹云母化奥长石与紋长石的接触部分，見到明显的淨边現象(18CH90，正定四亩地)。云母表現为长石的后期蝕变产物，在微斜长石內沿裂隙呈脉状(T 5020，平山水峪)，但也有的呈小晶簇状(18 CH 001)。在平山常道所見的白粒岩中，尙有矽綫石，呈毛发状細矽綫石晶束，并交代白云母及黑云母(图 9)。

表 3　白粒岩矿物含量表(%)

	T 5003 (2) (平山水峪)	T 5003 (1) (平山水峪)	18 CH 02 (平山楊树湾)	18 CH 04 (平山楊树湾)
石　英	60	50.5	69.8	44.8
奥长石	3	0.5	—	—
微斜长石-紋长石	32.5	35	3	54
白云母	4	0.3	13—14	1
黑云母	2	5	—	+
磁鉄矿	+	9	++	++
綠帘石				+
矽綫石	—	—	13—14	—

紅色白粒岩中往往含有假砾石。在平山水峪地区，尙有一种白色者(T5018)，不含砾状构造，由受到較強的絹云母化的基性奥长石及石英組成，仅含极少量的微斜长石。石英成拉长状平行排列，中粒結晶，暗色矿物除少量黑云母外，很少見到其他矿物。

(三) 矽綫石片岩

矽綫石片岩一般均成灰色或灰紅色，矿物成分极簡单，由发状矽綫石或粗晶矽綫石及石英、少量的微斜长石組成，有时可見到交代殘留的白云母及少量的磁鉄矿、綠帘石。石英在矽綫石片岩中成平行状排列。微斜长石直接被矽綫石所交代，但較晚期的鈉长石化作用极不明显，微斜长石大都很清洁，未見后期的污染蝕变現象。

图9 矽綫石 (Sill) 交代白云母 (Ms)。 Q——石英。(18 CH 32)

(四) 假 砾 石

按假砾石的矿物成分,可以分为两类:一类是产于矽綫石片岩中的刚玉-矽綫石假砾石;一类是产于变粒岩中的石英-矽綫石假砾石。

石英-矽綫石假砾石在肉眼观察下,有的类似"花崗岩砾石",矿物成分除石英外,尙有淡紅色顆粒,頗类似长石。这种假砾石中顏色全白者,则很易訒做"石英岩砾石"。因而在对砾状构造成因上持沉积变質砾岩看法的同志,往往把这个"花崗岩砾石"、"石英岩砾石"做为重要証据。但是經过对許多切片的反复观察,以及个别标本的油浸法测定,假砾石的矿物成分几乎千篇一律地由石英及矽綫石所組成,矽綫石为毫无例外的存在于一切砾状构造中,有时含有少量微斜长石。假砾石呈花崗变晶結构。至于那些在肉眼中观察极似长石的矿物,鏡下可見系赤鉄矿污染的石英。本类型假砾石的矿物含量統計如表4。

表 4

	18 CH 072	18 CH 006	18 CH 03
石 英	75.7	75	70
微斜长石-紋长石			1.5
黑 云 母			+
白 云 母	++		5—10
磁 鉄 矿	+	+	++
綠 簾 石			+
赤 鉄 矿	+	+	+
矽 綫 石	24	25	15—20

产于矽綫石片岩中的假砾石,鏡下观察主要成分均为矽綫石,刚玉及少量的微斜长石。刚玉交代白云母,在刚玉与矽綫石間形成冠状鑲边(图10)。有时矽綫石直接交代微

斜长石。微斜长石未見明显的后期鈉交代作用，仅有少数顆粒有薄膜状鈉长石。也未見到斜长石有蝕变現象的痕迹。

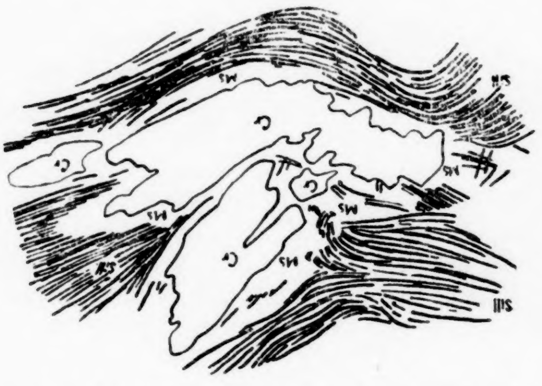


图 10　刚玉 (Cr) 与矽綫石 (Sill) 及白云母 (Ms) 之間的关系。

假砾石与其围岩的关系：

根据在平山会口所采的一块大标本系統薄片的鏡下观察，在假砾石与围岩之間，在矿物含量方面有明显差别，按三个切片的統計，矿物含量如表 5 所示。在其中三个薄片中，18 CH 04 为粗粒白粒岩，距假砾石較远(約 1 厘米)，18 CH 02 距假砾石 0.5 厘米。其間的关系很明显，近含假砾石，石英及矽綫石的含量增加，微斜长石減少，而云母則由少而多，到假砾石内又形減少。

表　5

	18 CH 03 (假礫石)	18 CH 02 (围　岩)	18CH04 (围　岩)
石　英	69.8	70	44.8
微斜长石-紋长石	3	1.5	54
白云母*	13—14	5—10	1
矽綫石*	13—14	17—20	
磁鉄矿	++	+	++
黑云母		+	
綠簾石		+	+
赤鉄矿-褐鉄矿	+	+	+

* 因白云母被矽綫石交代混生，絕对数值不易測定。

在結构、构造及蝕变方面，在距假砾石較远的 18 CH 04 号薄片中，微斜长石受到了鈉长石化，但除极少数顆粒呈脉状紋长石外，鈉长石大多呈滴腺状分布在微斜长石中。距假砾石較近的 18 CH 02 号薄片中，脉状或斑点状紋长石，較前述切片增多，而白云母交代微斜长石而大量出現尤为特色。同时，这些白云母往往被毛发状矽綫石所交代。至于假砾石，在薄片中則几乎看不到几顆微斜长石。大量的矽綫石交代白云母而生成針状結晶。

即：在含有假砾石的部分，石英、白云母含量增加，长石类減少。至于鈉长石，由于微斜长石含量的減少而不占明显的重要性。

四、岩石化学資料

假砾岩的化学分析共做了系統样品11个，其結果如表 6 。

从这些分析結果表明，按岩石化学特征，假砾岩可以分为两个类型(見图 11)：

(一) 碱鋁矽酸盐岩石类型，相当于程裕淇等变質岩分类表[2] 的第 I 类，包括 6、7、9、10、11、12等样品。这些岩石的尼格里值 alk＞27，＜34；c 較低，在 1～2 之間，只有 11 号标本 c 达到 5；t 大部分在 5～6 之間，个别达到 2 或 3 。从标本的种类来看，除 7 号为假砾

表 6

順序号	岩　石　名　称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	野外編号
5	粗粒英长变粒岩(T5003(1))	81.70	0.50	9.04	6.33	3.44	0.64	0.41	0.40	1.86	18CK11
6	細粒英长变粒岩(T5003(2))	78.62	0.14	10.36	2.63	1.69	0.47	0.30	1.14	5.98	18CK12
7	石英矽綫石假礫石(T5008)	83.15	0.18	10.41	2.21	1.02	0.47	0.29	0.66	2.00	18CK13
8	,, ,, (T5009(1))	77.57	0.40	13.42	4.60	0.85	1.06	0.30	0.33	1.68	18CK14
9	黑云母变粒岩(T5009(2))	73.49	0.45	11.78	4.18	1.35	0.64	0.41	2.15	6.80	18CK15
10	黑云母变粒岩(T5010)	69.03	0.40	14.83	3.45	2.26	1.10	0.30	1.90	9.44	18CK16
11	石英奥长变粒岩(T5018)	85.43	0.05	7.61	1.38	1.36	0.85	0.47	2.13	1.86	18CK17
12	石英长石变粒岩(T5020)	72.65	0.40	13.28	4.00	0.62	0.34	0.47	2.00	6.71	18CK19
13	粗晶矽綫石片岩(T5021)	44.66	1.93	34.09	18.50	1.76	0.51	0.24	0.09	0.21	18CK20
14	髮状矽綫石片岩(T5022(1))	47.20	0.93	39.54	4.30	0.73	0.38	0.30	1.10	5.68	18CK21
15	刚玉矽綫石假礫石(T5022(2))	41.66	0.38	44.16	7.50	0.57	0.60	0.24	0.58	2.96	18CK22
16	矽綫石假礫石	49.18		35.47	5.03	1.16	0.19	0.26	2.02	5.55	

注：5 号至 15 号由河北省地質局中心实驗室化驗；16 号由地質科学研究院化驗。

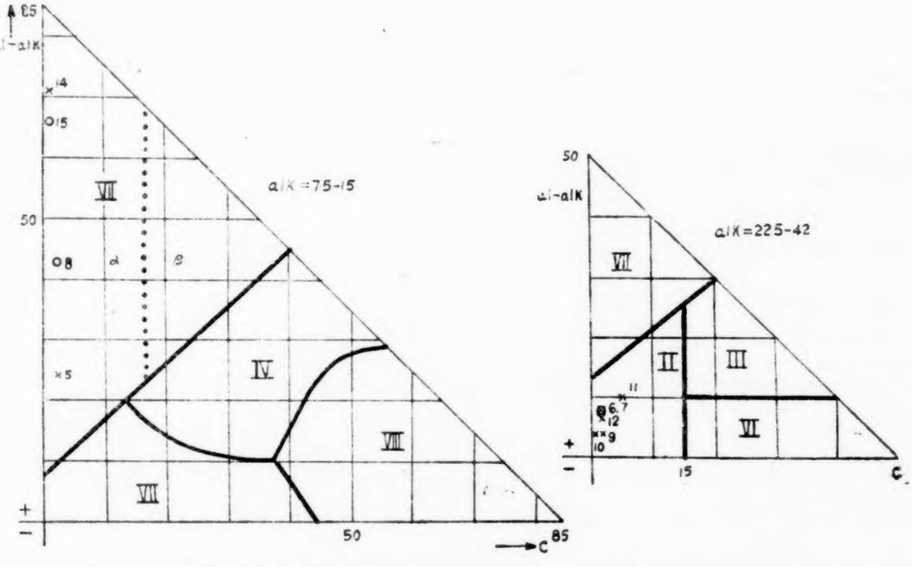


图 11　假砾岩的尼格里岩石化学图解。○——假砾岩；×——围岩。

石外,其余均为含假砾石的变粒岩,或不含砾状构造的变粒岩。

（二）鋁矽酸盐岩石类型，相当于程裕淇分类表上的第 II 类。这一类型的特点是 al 均較高,大部分在 50 以上,只有两个样品分别为 34 和 36；t 也較高,大多数在 50～65 之間, al 低者 t 也低,分别为 22 和 35；c 均很低,在 1～2 之間,有的只有 0.6 或 0.7, 而 fm 則較高, 在 20 以上,只有两个样品不足 20。这些岩石化学特征說明应归到尼格里分类的第 VII 組的 α 亚組中。属于这一类型的岩石包括了第一类型以外所有 6 个样品。

把不同的岩石类型和其按矿物組分的分类比較,前一种岩石化学类型相当于变粒岩，后一类型为矽綫石片岩及几乎所有的假砾石。其中第 5、6、10 号为同一层的細粒变粒岩。第5、6两样附近,岩石中有砾状构造,而第 5 号的粒度稍粗。第 10 号与第 5、6 号系同一层

变粒岩，在采样地点沒有砾状构造。把三个样品的分析结果計算为巴特 (Barth, T.) 的阳离子晶胞数字予以比較，可以看到随粒度的加大，K、Na、Al 移出(表 7)；Ca、Mg、Fe^{++}、Fe^{+++}、Ti、Si 移入；而随着砾状构造的出現，K、Na 有明显的移出和 Al、Si、Fe^{++} 的带入現象。相似的現象也表現在第 8 号(假砾石)第 9 号(临近同一个假砾石的围岩)晶胞数的比較上(表 8)。

表 7

順序号	K	Na	Ca	Mg	Fe^{++}	Fe^{+++}	Al	Ti	Si
5	20	6	4	8	29	39	89	3	680
6	64	19	3	6	12	16	103	1	655
10	108	33	3	15	17	23	57	3	620

表 8

順序号	K	Na	Ca	Mg	Fe^{++}	Fe^{+++}	Al	Ti	Si
8	19	6	3	23	6	30	199	3	658
9	76	36	4	8	10	27	122	29	646

11 号标本是含假砾石的矽綫石片岩中白粒岩夹层，12 号是附近另一含假砾石的变粒岩，比較一下可以看出在 11 号的白粒岩中 K 的含量較一般假砾岩中 K 的含量更低，Al、Si 明显的升高。据尼格里值来看，qz 在 11 号中高达 514，12 号中仅为 102(参閱表 9)。

表 9

順序号	K	Na	Ca	Mg	Fe^{++}	Fe^{+++}	Al	Ti	Si
11	19	34	9	21	18	27	225	12	2844
12	71	32	4	4	43	25	131	3	605

7 号、15号为两种不同的假砾石。前者为石英-矽綫石假砾石，后者为刚玉-矽綫石假砾石。用它們金属阳离子晶胞数比較，除 Al 含量在 7 号中显著降低外，K、Na、Si 的离子数在 7 号中均有增高的現象(表 10)。据尼格里值，在石英—矽綫石假砾石中，qz = 333，15 号中 qz = −116，充分說明 15 号中石英的貧乏。

表 10

順序号	K	Na	Ca	Mg	Fe^{++}	Fe^{+++}	Al	Ti	Si
7	64	19	3	6	7	14	102	2	692
15	35	10	2	8	4	52	475	3	489

13 号、14 号分別为粗晶及細晶矽綫石片岩，在这两个样品中，以晶胞数比較，粒度由細变粗时，显然有 K、Na、Al、Si 带出，并出現 Fe^{++}, Fe^{+++}, Mg 的带入(表 11)。

在产于同一层中的刚玉-矽綫石假砾石(15号)与其围岩(14号)之間的关系为：在出現砾状构造时有 K、Na、Ca、Fe^{++} 的移出和 Si、Al、Fe^{+++}, Mg 的移入。但从尼格里値来看，构成假砾石时，Si 虽有移入現象，但它組成矽酸盐的形式，并不构成自由石英。

表 11

顺 序 号	K	Na	Ca	Mg	F^{++}	Fe^{+++}	Al	Ti	Si
13	2	2	2	6	13	119	341	12	380
14	66	20	3	5	5	30	424	6	430

总括以上化学变化特征来看，规律最为明显的是：无論在哪一种岩石中，假砾石或砾状构造的出现均与 K、Na、离子的移出及 Al、Si 的带入有关。至于 Ca、Mg、Fe^{++}、Fe^{+++}、Ti 則不稳定，或增高，或降低。

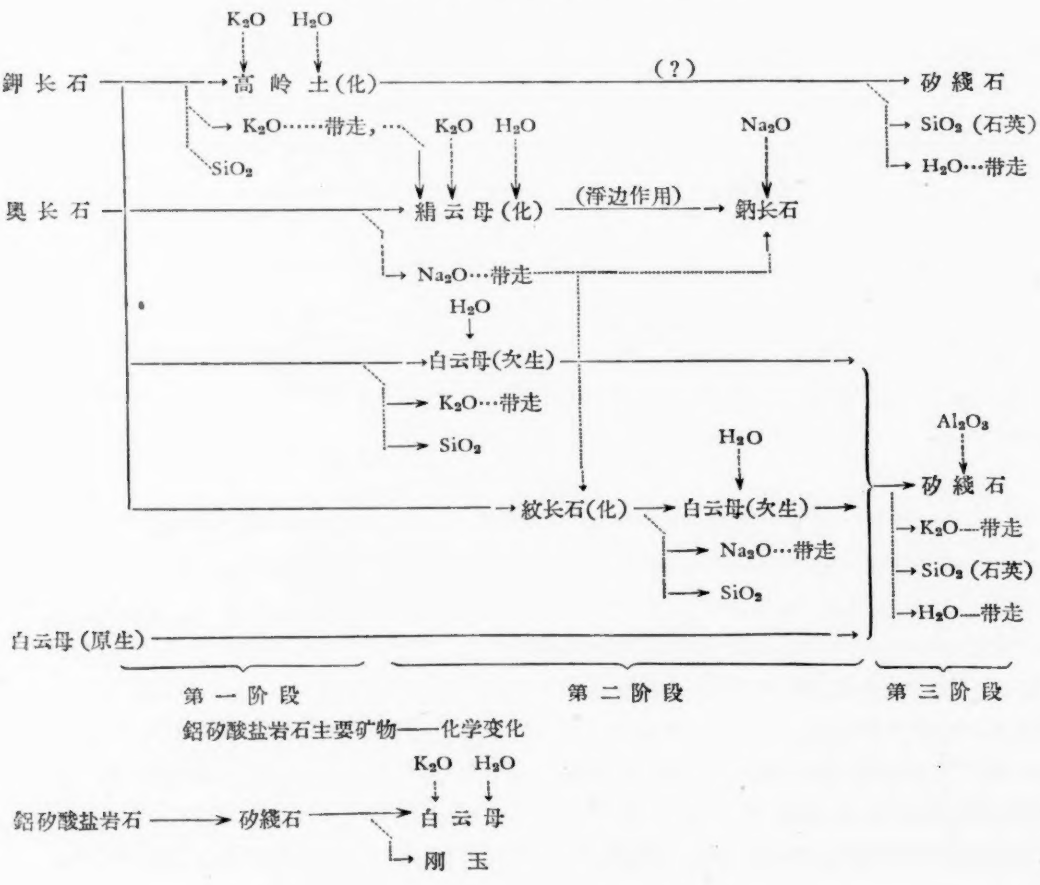
其次，随着粒度的变化，K、Na 含量也与粒度成正比。其他元素則不稳定，沒有明显的規律。

五、假砾岩的成因

（一）假砾岩的产生与变質作用、混合岩化作用的关系

根据在 26 个地点的观察，假砾岩的矿物成分，无例外的都含有矽綫石。同时，矽綫石

表 12 变粒岩中主要矿物-化学变化表



或交代白云母，或交代微斜长石。这样的矿物共生关系，按照許多变質岩石学家的意見，在变質岩矿物相的特征上，被認为是由角閃岩相到粒变岩相的界綫，換句話說，在这个界綫以上，不稳定的白云母(在角閃岩相中为稳定矿物)为稳定的矽綫石所代替。因此，根据粒变岩相的物理条件，假砾岩应該是在較高級的变質作用下的产物。

实际观察还証明了它的产生和混合岩化作用有密切关系。如前所述，所有假砾岩出現的地区，都有明显的混合岩化作用，一般的属中等以上的混合岩化作用带，特别是接近混合花崗岩或均質混合岩的地区，往往在較多地点发現假砾岩，而且砾状构造也較大，这在平山地区尤为显著，同时也是假砾岩在平山地区发現得最多的原因。例如围繞十里坪一高凹混合岩化作用中心，便有水峪、貢劳、常道、下三家店等地的假砾岩。反之，由于混合岩化作用程度的变浅，假砾岩也随着消失。例如自平山会口向东至正定陈庄一带，混合岩化作用較为強烈，因而有楊树湾、四亩地、野鸡鋪、湾子、海眼，以至岔头一带的假砾岩；自岔头向东，混合岩化作用显著变浅，砾状构造也由大变小，逐漸消失。

此外，根据显微鏡下的观察，假砾岩的出現，往往伴随着明显的鉀、鈉等碱金属的交代作用，也說明砾状构造与混合岩化作用之間的关系。

（二）产生砾状构造时矿物-化学成分的变化

如前所述，在所有見到的假砾岩中，无論从矿物組合或岩石化学特征来看，都可以分为两个基本类型：其一为含砾状构造的变粒岩和石英-矽綫石假砾石类型，从化学成分上說为碱鋁矽酸盐岩石类型；其二为矽綫石片岩及刚玉-矽綫石假砾石类型，也就是富鋁矽酸盐岩石类型。

在前一种类型中，在产生砾状构造时，按照岩石化学成分的变化，主要是 K、Na 的带出和 Al、Si 的增加。 Ca 则沒有显著变化。根据鏡下观察，含 K、Na 的矿物成分主要是微斜长石—紋长石。紋长石的产生乃由后期 Na 的交代作用所致，但均呈細紋状，因此，在化学分析中，Na 的含量很低，按尼格里值的計算 K/alk 的比都在 0.7 左右，也就是鈉在碱性成分中仅占 30% 左右。

长石类的变化，鏡下所見当产生砾状构造时，微斜长石、正长石等含鉀矿物，奥长石、鈉长石等含鈉矿物都有含量显著減低的現象，这与化学分析結果是完全一致的。这些长石含量的減低及变化，与含有 K_2O，Na_2O 的流体的反复作用，自一般的变粒岩轉变为石英矽綫石并与其大量出現有密切关系。按照矿物轉变的一般物理环境，根据某些矿物的出現，可分为三个阶段。第一阶段为高岭土化，第二阶段形成白云母，第三个阶段形成矽綫石和石英。三个阶段間标志着一个递进变质的性質。

在鋁矽酸盐岩石中，形成刚玉-矽綫石集合体的矿物-化学变化，与上述者有所不同。虽然从化学分析上看，也表現为 K、Na、Si 等的带出，但据鏡下观察，矿物的蝕变并不剧烈；夹于矽綫石片岩中的变粒岩 (T 5018)，其中的奥长石除受到絹云母化以外，也沒有其他蝕变現象，在一定程度上沒有显著的改变混合岩化作用以前的化学成分。所以鋁矽酸盐岩石似乎对于交代作用有較大的惰性。 带状构造的出現則更多的与变質分异作用有关。

鋁矽酸盐岩石的蝕变，按矿物成分的不同，大致上沿着两个方向进行：其一是微斜长

石受热液影响而形成白云母（相当于变粒岩演化过程的第二阶段），游离出自由 SiO_2 和 K_2O。K_2O 使奥长石絹云母化。然后白云母形成矽綫石。另一个前进的方向是鋁矽酸盐岩石直接形成矽綫石，矽綫石在含 K_2O 热液影响下直接产生白云母和刚玉。

总括以上的鏡下观察及化学分析資料，在砾状构造形成的过程中，开始时的高岭土化及絹云母化，需要在弱酸性流体中有 K_2O 成分的加入，同时 Na_2O，K_2O，SiO_2 及 H_2O 的携出。然后，这些成分又复参加到溶液中去，产生紋长石及其他蝕变作用。进一步，在不同的原岩成分条件下，或者由云母类轉变为矽綫石，或者由富鋁岩石直接产生矽綫石。至于 SiO_2，由于其活动性較弱，难以携带到較远的地方，所以沉淀而形成石英，使矽綫石（在变粒岩中）和石英共生在一起；富鋁貧矽的情况下，这些 SiO_2 則与过剩的 Al_2O_3 結合而成矽綫石；或者在鋁含量极高的情况下，SiO_2 尚不能滿足 Al_2O_3 形成矽綫石的需要，遂有刚玉的出現。因此，假砾石中的石英是一系列交代作用的产物，而非原生的組分，在鏡下所見的石英与其他矿物間的临接关系，也証明石英是較晚期的产物。

（三）假砾岩形成的机理

討論假砾岩形成的机理，最値得注意的是在常道所发現的矽綫石"雛砾"和会口发現的矽綫石沿片理集中的現象（均見图 2），它們提供了重要的綫索。

我們可以这样設想，假砾岩的形成，最初在含有 K_2O，Na_2O 等活动組分的弱酸性流体作用下，岩石中的某些組分，通过片理、层理及其他裂隙或粒間孔隙搬运到某些中心沉淀下来，由于交代作用的継續进行，不断的产生沉淀作用，逐漸增长，首先形成了聚合变晶（"雛砾"）。以后随着新的組分（稳定相）的不断增加，在递进变質不断加深的情况下，和沉积岩中形成結核的情况相类似，逐漸交代围岩而形成球状假砾石。但是由于原岩成分的不同，原岩物理性質的不同，在沿裂隙（如X形剪切面）环流的情况下，沿着这些裂隙沉淀下来，便形成各式各样的脉状假砾石。在孔隙度較高，或以孔間环流形式的情况下，遂在某些中心逐漸交代，形成結核状假砾石，因而仍能保留片麻构造。

但是，也有一些是次生的假砾石。这些假砾石和球状风化的成因相似，系由原来的脉状、餅状假砾石，經过动力作用产生节理，因裂隙部分抗风化能力低，使原来的脉状、餅状假砾石，类似球状风化一样，最后形成球状假砾石。在球状风化作用較弱的地段，仍保留了一定的稜角，使我們从其排列的关系上，还能够辨認出它們原来的脉状形态。

六、对某些不同意見的討論

根据以上所述，含砾状构造的岩石的成因，显然不是原生砾岩的变質产物。如果我們抛开岩石学及岩石化学方面的若干事实，仅就前面举出的各种野外資料而言，已足可說明这种岩石是假砾岩了。例如它們的形状，假砾石中保留有片麻构造的殘迹等等。但是为了說明問題，我們試举出持沉积变質砾岩看法者的主要論据加以討論。

（一）他們認为含砾状构造的岩石具有固定层位，其上往往有大理岩，因而从假砾岩开始到大理岩止是完整的沉积旋迴。

假砾岩是不是有一定层位？可以說有，也可以說沒有。我們說有一定层位，因为它們是由碱性鋁矽酸盐岩石，在一定的变質作用及混合岩化作用的情况下，經过复杂的交代作

用，同时又受一定的外营力影响下所产生的。換句話說他們受原岩物質成分的控制。所以，在变質作用、混合岩化作用特征相同的情況下，只有富鹹鋁矽酸盐岩石才能产生砾状构造。也就是有一定层位。但是，原岩的物質成分尽管相同，如果缺乏一定的变質及混合岩化作用，以及外营力作用的条件下，也不可能产生砾状构造。在不具一定层位方面更直接的証据是，在岩石化学成分相同的脉岩里同样看到了砾状构造。

至于沉积旋迴的問題，正如前面所談到的，含假砾石的岩石有沉积变質的長石砂岩，也有岩石化学性質相同的岩脉，在前一种情况下，即使沒有砾状构造的出現，如果能搞清地层剖面上的各种原岩成分，也未尝不可把長石砂岩当做沉积旋迴的一部分，这与是否有砾状构造并沒有直接关系。反之，对后一种情况而言，就根本談不上沉积旋迴的問題了。

（二）还有的同志認为：假砾岩并不都是假的，有些砾状构造是“眞砾岩”，例如那些产在細粒变粒岩中的便是。至于产在矽綫石片岩中者，以及产于粗粒变粒岩中者便都不是“眞砾岩”。

这种說法也是应該怀疑的。因为无論是所謂的“眞砾岩”还是“假砾岩”，在野外都同样見到了它們的形态，构造沒有任何区别。1961 年 6 月，作者有机会承蒙持有这种意見的同志的指引，在野外共同观察了“眞”、“假”两种“砾石”，不仅看不到有所不同，而且在所謂的“眞砾岩”中就有脉状“砾石”，它們的排列与片理成直交状；同时也看到了餅状“砾石”受到沿节理的风化以后，在风化面上形成門釘状的假砾石。其次，就显微鏡下的观察，如前所述，无論是“眞”的或是“假”的，在矿物成分、組織构造方面都沒有任何区别。象正定四亩地的所謂“眞砾石”，与假砾石間同样沒有差别。这样，“眞”、“假”就很难区别了，事实上它們根本就沒有区别。

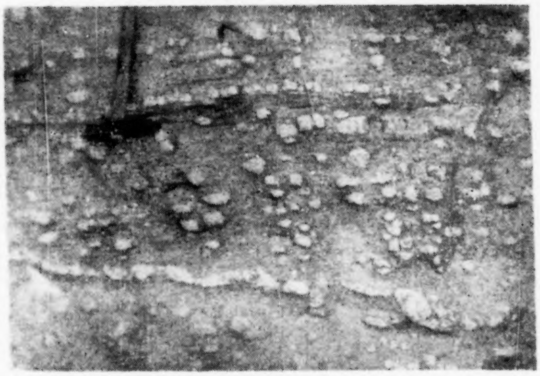
（三）有的同志还認为砾状构造的成因是承袭原有砾石的物理形态，遭受深变質与混合作用的产物，至于其他不成圓形的“砾石”形态，只是“偶而有人在个别地点的发見”而已。作者認为这种論点是忽視了这些非圓形“砾石”并非“偶而在个别地点的发見”，只要有假砾岩存在的地方，如果認眞的观察，任何地点都可以找到这些非圓形的所謂“砾石”。其次，在变質作用、混合岩化作用过程中，石英是比較稳定的成分，很难想象矽綫石是交代石英的結果。再者，把奇形怪状的“砾石”形态解释为受动力作用拉長的产物，則拉成交插形或X形的“砾石”，在力学关系上也是无法理解的。特別需提醒的一点是，在假砾石中保留有围岩片理，这是假砾石起源于交代作用而与“原始物理形态”无关的重要証据。

値得注意的另一事实，凡在有假砾岩出現的地区，往往有透鏡状矽綫石片岩，在这些片岩中亦有砾状构造，并有分帶現象。分帶現象足以証明假砾石絕非承袭原来的“砾石”形态。如果抛开这一点，毫无疑問，矽綫石片岩的原岩成分为高鋁泥質岩石。如果把砾状构造解释为正常的砾岩，这些具有砾状构造的泥質岩石在沉积分选性上将无法理解。

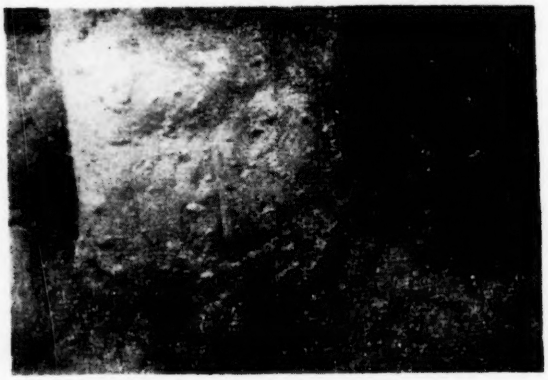
*　　　　*　　　　*

最后，在野外工作期間，程裕淇、王曰伦先生給予很多指导；地質科学研究院太行山前寒武紀地質专題研究队各位同志及河北省地質局区域地質测量大队张昭期、张九思、张建农、于力朱等同志在各方面給予协助；和譚应佳、王起超同志做不同意見的爭論，也給予很多启发，都应致以謝意！

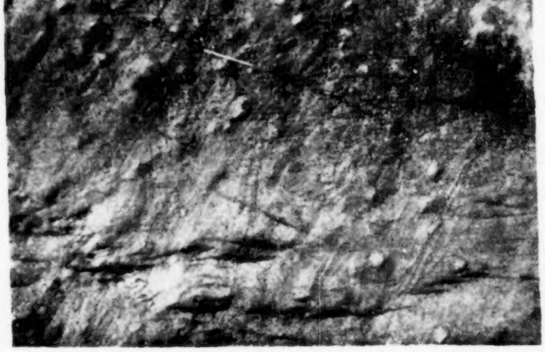
照片 1. 在风化面上假礫石呈球状突起，很象变質礫岩。
产地：平山县楊树湾。



照片 2. 假礫岩中的"礫石"断續相連，有的呈层状，在照片上即可以看到礫石間的排列成直交状，如鉄錘所示的两个方向。产地：平山泥里河村旁。



照片 3. 在鉄錘的右上侧，有脉状及礫状假礫石呈X形排列。
产地：平山下口西。



照片 4. 球状假礫石中保留了片麻构造(照片右侧)，并可见到长英質混合岩化物质与片麻理、假礫石之間的关系。
产地：平山楊树湾。

照片 5. 球状假礫石和片麻构造的关系。在照片中央球状假礫石保留了片麻构造。产地：平山楊树湾。

参　考　文　献

[1] 譚应佳: 1959，五台太行山区太古代地层(摘要)。第一屆全国地层会議文献。
[2] 程裕淇: 1958，变质岩的鑑定和研究方面的一些基本問題的附表。
[3] 程裕淇: 1944, The migmatite area around Bettyhill, Sutherland, Quar. Jour. Geol. London, Vol. XCIX.
[4] Елисеев, Н. А. 1959, Метаморфизм, Ленинград.
[5] Ramberg, H. 1952, The origin of Metamorphic and mėtasomatic rocks, Univ, Chicago, U. S. A.
[6] Emmons, R. C. 1953, Selected Petrogenic relationship of plagioclase, Uem. 52, Geol. Soc. Am.
[7] Heinrich, E. Wm. 1949, Pegmatite of Montana, Econ. Geol. Vol. 44.
[8] Clabaugh, S. E. 1950, Pegmatite of Montana (Discussion), Econ. Geol. Vol. 45.

THE PRE-CAMBRIAN PSEUDO-CONGLOMERATE OF THE TAIHANGSHAN RANGE, HOPEI

By Chen Jin-biao

(Abstract)

The pseudo-conglomerate, composed of quartz-sillimanite or corundum-sillimanite aggregates as "pebbles", occurs in the Archean metamorphic complex. The so-called pebbles are developed in quartz-feldspar granulite, biotite-granulite and sillimanite-schist suffered high-grade regional metamorphism and often also streng migmatism. The said rocks are mainly of sedimentogenous nature, but some are of igneous origin.

The results of field and microscopic studies and chemical analysis of the rocks in question suggest that the origin of pseudo-conglomerate is related to metamorphism and metasomatism.

It deffers greatly from the metamorphosed sedimentary conglomerate, not only by its field occurrence and the structure, but also by the shapes and the similarity in mineral composition of all the pseudo-pebbles.

第41卷 第3-4期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 3-4
1961年12月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

浙閩中生代火山沉积岩系的研究

李 春 昱

一、前　　言

在浙江福建的东南部，分布着极为广泛的中生代火山沉积岩系，其分布面积約占全区的四分之三。但是各地区的岩层层序，还缺乏一个統一的标准；各岩层的地质时代，亦互有差异。不仅两省的地层划分不能彼此对比，即在同一省内，亦有很大分歧。这就給編制全国地质图和区域地质測量工作带来了很大的困难。对此，华东編图会議曾取得协議，組織专题研究队，对两省的"武夷羣"地层进行研究；幷作出統一的地层划分方案，确定各层的地质时代，为今后的編图和区測工作提供可靠的資料。

研究队在1960年6月底組成，参加的单位有：地质部地质研究所，南京大学地质系，浙江省地质研究所及浙江省有关地质队，福建省地质研究所及福建有关地质队等单位。参加人員10余人*。

工作于7月初开始，先至寿昌观察了1959年浙西地层队所作各剖面。然后北行至建德、馬澗越九龙山、金华、永康，研究了火山沉积岩系的分层和方岩砾岩的层序及这些地区的一些地质情况。

在丽水附近除看了"丽水系"地层外，从丽水到松阳及其西北的古市鎮，看到了浙江南部的火山沉积岩系地层剖面，还南行到浙閩交界上龙泉县属的花桥。从丽水东南行經温州再北轉至嵊县。嵊县的儒岙有中性火山岩，即所謂儒岙层的标准出露地区。再由嵊县至諸曁观察了虎头山砾岩，以及五泄含魚化石的地层。

浙江西北的天目山主要是由火山岩所构成，我們亦曾作了短期的观察。

在浙江工作告一段落后，轉往福建。先至閩江口外川石島看了火成碎屑的沉积，然后西行至永安，观察了坂头系及其上下地层各剖面。再从永安折往沙县、邵武和崇安等地工作。最后到閩北政和，研究那里的火山岩和火成碎屑岩层。

在工作期間承两省地质局的領导和工作同志給我們以很大的关怀和支持，使我們順利地完成了工作任务，謹致以深切的謝意。

二、以往地层划分的分歧

在浙閩火山沉积岩地区研究地质最早的有德国的李希霍芬（F. v. Richthofen, 1868—1871）和日本人野田势次郎等（1911—1916）。他們沒有分层，亦沒有确定地质时代，可置勿論。自1927年刘季辰、赵亚曾在浙江調查之后至最近，前后30多年，不断有地质学者在浙閩两省工作。尤以解放以后的年代中，普查找矿，大量展开，区域地质測量以及专题研

---

* 参加此項工作的人員有：李春昱、楊遵和、曾緒伟、康旭、曹蔭吾、王德华、高俊恒、高炳坤、陆祖达、徐克定、陈明富、吳方秀、吕廷孝、张仕忠、陈捷干等。

究，亦均分别进行，积累了不少的有关地质資料。但对两省中生代火山沉积岩系地层的划分，則迄今未有統一的認識。玆择其不同的划分剖面地点及其有关地質年代，列成簡表，以資比較：

1. 刘季辰、赵亚曾 1927 年浙江西部剖面。包括全部火山沉积岩系

K_2	流紋岩
	建德系

2. 叶良輔、何作霖 1929—1931 浙江东部剖面。不包括烏龙山火山岩

K	江口系
	厚层流紋岩
	建德系

3. 舒文博 1930 年浙江西北部剖面。是綜合的，不是一个連續剖面

K	流紋岩系	
	建德层	藻溪鎮礫岩
		孤山层
		白牛鎮礫岩

4. 孟宪民1930年諸暨剖面。虎头山礫岩与火山岩之間有断层，当时未認出

K	凝灰岩、火山角礫岩及黑曜岩
	流紋岩及流紋斑岩
	虎头山礫岩及砂岩

5. 王恒升、李春昱 1930 年浙西閩北綜合剖面。包括全部火山沉积岩系和赤石层。将赤石层与建德系对比是不正确的

K	武夷层	流紋岩 石英斑岩
		礫岩、砂岩、頁岩 凝灰岩、火山礫岩
		石英斑岩、凝灰岩、黑灰色頁岩

6. 高平 1935 年浙江东部綜合剖面。儒香层、虎头山礫岩及紹兴凝灰岩层序均有問題。虎头山礫岩可能包括硯岭組及寿昌組

K	流紋岩
	紹兴凝灰岩
	虎头山礫岩
	儒香层

7. 吳磊伯、李銘德 1948 年浙江北部綜合剖面。层序有問題，可能不包括硯岭組及烏龙山火山岩

K	深綠色流紋岩
	黃綠色赭黃色 流紋岩、流紋斑岩
	虎头山礫岩
	紅色流紋岩系(建德系)

8. 盛莘夫 1950 年浙江綜合地层剖面。儒香层层位有問題

K_1	后期火山岩系或建德系 上部：灰色砂頁岩 中部：流紋岩 下部：凝灰砂頁岩
J_3	前期火山岩系或儒香层

9. 侯德封、王曰伦、张兆瑾 1935 年福建东南部面。綜合剖面不包括火山沉积岩系的上部

K_2	兜岭火山岩
K_1	白沙江砂岩及頁岩 (建德系)

10. 陈愷 1942 年福建北部剖面。不包括烏龙山火山岩

E	赤石层
K_2	坂头系
K_1	火山岩 上部 中部 下部

11. 浙西地层队 1959 年寿昌剖面(一)。包括全部火山沉积岩系

K_1	浙江流紋岩	
	紫紅色砂岩頁岩层	
J_3	建德統	寿昌組
		蔡耶崗組
J_3 J_2^2?		硯岭組

12. 浙西地层队 1959 年寿昌剖面(二)。包括全部火山沉积岩系

$K_1^?$	浙江流紋岩
J_3	建德系上部(寿昌組) 上段 下段 建德系下部(东村組) 上段 下段

13. 苏浙皖三省区测会議1959年三省边区綜合剖面。所分地层,不易对比

K—J	JKe	上部碎屑岩
	JKd	上部火山岩
	JKc	中部碎屑岩
	JKb	下部火山岩
	JKa	下部碎屑岩

14. 北京地質学院浙江区測队1958年浙江景宁、丽水、龙泉、遂昌一带剖面。可能全部相当于建德系,不包括赤石組及烏龙山組

K	K_1^3	峡口层
	K_1^2	流紋岩、石英斑岩、凝灰岩
	K_1^1	凝灰質粉砂岩頁岩

15. 北京地質学院浙江大队1960年浙江西南剖面。在硯岭組与寿昌組之間无巨厚的火山岩。可能都属硯岭組,而其上的流紋岩則属磨石山組

K_2^1	長台組
K_1^3	浙江流紋岩
K_1^2	寿昌組
K_1^1	硯岭組
J_3	儒香組

16. 郑州地質学校1959年浙江景宁、丽水、龙泉、遂昌綜合剖面。硯岭組及寿昌組可能均属硯岭組,流紋岩为磨石山組,松阳层是寿昌組

E	赤石层
K	松阳层
J_3^3	浙江流紋岩
J_3^2	寿昌組
J_3^1	硯岭組

17. 浙江一地質队1959年浙东綜合剖面(一)。包括全部火山沉积岩系

K_2	浙江流紋岩	
K_1	方岩組	
J_3	建德統	永康組
		磨石山組
		营前組

18. 浙江一地質队1960年浙东綜合剖面(二)。包括全部火山沉积岩系,对前一剖面的修改

K	流紋岩
	方岩礫岩
J_3	永康組 朝川层 館头层
	营前組 儒香层 灵山层

19. 南京大学地質系1960年天目山剖面。应属火山沉积岩系的下部,和磨石山組及一部分硯岭組相当

K_1^2	天目山組
K_1^1	扁担岭組

20. 福建省区域地質測量队1960年永安漳平一带剖面。不包括烏龙山組,下渡火山岩实际是不存在的

K_2E	赤石羣
K_2	下渡火山岩
K_1	坂头組
J_{2+3}	兜岭羣火山岩

21. 全国地层会議1959年綜合浙西地层剖面。包括全部火山沉积岩系

K_1	浙江流紋岩 紫紅色砂頁岩层	
$K_1—J_3$	建德亚羣	寿昌組
		蔡耶崗組
		硯岭組
	儒香組	

从上列的簡表可以看出,浙閩两省的火山沉积岩系在分层上和时代的鉴定上都是相当混乱的。由于各剖面所包括的地层不一致,尤其是有些地层順序顚倒,或同一名称,不一定代表同一层位,所以沒有方法列一个总表,把它們对比起来。

三、統一划分的地层层序及其地質时代

对浙閩中生代火山沉积岩系地层划分之所以如此分歧,一方面是由于岩相和厚度变化甚大,不易互作对比;另一方面是研究人員工作的范围,往往有其一定的局限性,不免从

某一地区的地質关系与另一地区不同或不完全相同的地层作了不恰当的对比。或者是由于时間匆促，对地层順序沒有正确的認識。我們在前人的工作基础上，經过三个多月的野外观察，研究了十几个地区的地层剖面，在福建坂头組和浙江寿昌組中采到了相当丰富的化石，証明了这两組地层是同时期的沉积产物。这是一个重要的对比层位。以这一层为基础，研究其上下的火山沉积岩系发展的順序。在复杂变化的現象中，依然可以得出各地区共同的演变規律。經过集体討論，我們建立一个两省中生代火山沉积岩系統一划分的层序，并論証了各层的地質时代。各地层尽量选用了已有的名称。各层的层序如下，玆分别予以叙述[1]：

上白堊統	K_2^2	烏龙山火山岩系（一部分为浅成侵入岩）
	K_2^1	赤石組（方岩組）
下白堊統	K_1	坂头組（寿昌組）
上侏罗統	J_3^2	磨石山組火山岩系
	J_3^1	硯岭組
上三迭統上部至下侏罗統	$T_3^3—J_1$	梨山煤系或烏灶煤系

（一）硯　岭　組

硯岭組的名称是 1959 年浙西地层队根据寿昌城西硯岭一带的地层剖面所創立的。由于硯岭組和寿昌組都含有很多的紫紅色砂砾岩和頁岩，并在周村东村一綫上有一个大的走向断层，使地层重复出现，浙西队沒有認清这个关系，在这一带原划分的硯岭組地层实际上包括了硯岭組、蔡郎崗組和寿昌組的一部分。从而他們所述的厚度和岩性与硯岭組的实际情况不尽相符，而且将寿昌組的化石并于硯岭組内，使对地层时代的确定，发生很大的困难。就我們在野外的观察，認为各地的硯岭組地层具有下列的共同特点：(1)不整合位于“梨山煤系”或“烏灶煤系”上，或較老地层以上，时有底砾岩或无；(2)为紫紅色的或綠灰黄灰色的碎屑沉积岩和凝灰質沉积岩，常常夹含凝灰岩或火山岩的砾石；(3)其上直接盖复着磨石山火山岩系，多为过渡关系，或有时为假整合接触。

在寿昌的大同硯岭一带硯岭組主要为紫紅色砂岩、頁岩，夹灰色灰綠及黄綠色砂岩、頁岩及凝灰岩、熔凝灰岩(игнимбрит)薄层，厚 200 至 400 米。底部有带稜角砾石的砾岩层，不整合于震旦系砂岩或泥盆系砂岩之上。浙西地层队在本組的下部于劳村附近采得古植物、叶肢介、昆虫和介形虫等化石，其上盖复着磨石山組或烏龙山火山岩。北至建德，其厚度增至700多米。在烏龙山西南麓可見其底部以砾岩不整合于“烏灶煤系”之上。

金华县北由双龙洞向北以至九龙山頂，硯岭組地层出露約 400 余米。下部为紫色紫灰色砾岩及灰綠色砂岩夹薄层綠灰色凝灰岩，上部为黄白色、紫紅色砂頁岩，夹凝灰質砂頁岩及凝灰岩薄层。其上为磨石山組的流紋岩与凝灰岩。

在永康、縉云間新建附近的磨石山南坡，硯岭組地层出露于火山岩系之下，南側以断

1) 因篇幅所限，所測剖面图从略。

层关系与寿昌組接触，出露厚度 400 余米。可分为上下两部：下部为厚层状綠灰色凝灰角砾岩；上部为紫紅色、灰綠色凝灰质砂岩夹砾岩。

諸暨西南的獅象洩溪一带，砚岭組地层出露厚度約 150 米，为紅色、紫紅色及綠灰色細粒凝灰岩、頁岩及凝灰质砾岩，夹黑色頁岩，于其中采有叶肢介化石。其上为磨石山組所盖复。

丽水至松阳間，于磨石山組火山岩系之下，露出砚岭組地层。这里的紅色岩石較少。在靖居口雅溪口一带曾見其底部以凝灰岩层不整合于黑云母花崗閃长片麻岩上，下部为 50 余米的黄綠色砂岩、頁岩；中部为数十米的熔凝灰岩、凝灰岩；上部为砂岩、黑色頁岩及砾岩互层。总厚 500 余米。在上部黑色頁岩中曾采得 *Equisetites* sp., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites* sp. 等化石。北京地质学院在这一带所定为 K_1^1 的地层，为厚約 200 米的凝灰质粉砂岩及頁岩的互层，可能就属于此組。同样的地层在丽水以东至温州的公路上，亦数度出露出于磨石山組火山岩系之下。

在浙閩交界龙泉县的花桥岱源一带，砚岭組地层为黄綠灰色凝灰质砂岩夹頁岩，含燧石薄层，厚 400—500 米，不整合于烏灶煤系上。温州勘探队第一分队曾于其中采有叶肢介化石，未曾鉴定。在岱源底部有很厚的凝灰质砾岩与砂岩，夹頁岩，我們于其中采得孢粉，經鉴定其中有 20 种孢粉粒，其組合的时代属于晚侏罗世至早白垩世，而接近于晚侏罗世。

南京大学地质系在天目山北坡所划分的"扁担岭組"，下部出露不全，其中有紫灰色、浅綠色凝灰岩，凝灰质砂砾岩，夹薄层黑色頁岩，含植物化石殘迹，其上盖复着巨厚的火山岩系，从层位上看，可能与砚岭組相当。

在福建境内砚岭組地层亦分布很广。在崇安的下梅赤石之間，有綠灰色凝灰质砂砾岩，及紫紅色凝灰质粉砂岩，厚約 100 米。下与"梨山煤系"接触关系不清，上为磨石山組整合地所盖复。

沙县至金陵口的剖面中，陈愷原認为"梨山煤系"者，应属于砚岭組地层。底部不整合盖在前寒武系片岩片麻岩上。下部为綠灰色花崗岩质砾岩，上部为綠灰色、黄灰色、暗紫灰色凝灰砂岩、砾岩，夹黑色頁岩薄层，厚度約 300—400 米。其上为磨石山組的火山岩。

在政和的胡屯甲后附近，磨石山組火山岩之下有紫紅色綠灰色的凝灰质砂岩，厚約 50—60 米，不整合于片麻岩之上，从其岩性和层位关系上看，亦应属于砚岭組。

根据福建省区域地质测量队在永安"下渡火山岩系"下部有 200 余米的紫紅色角砾岩、粉砂岩及凝灰质砾岩等，不整合于二迭系龙潭組上。現在我們知道所謂"下渡火山岩系"的火山岩部分就是我們的磨石山組，所以其下的碎屑岩沉积应該和砚岭組相当。

除我們所观察到的在福建的砚岭組地层以外，如检查一些旧的文献，亦可以了解砚岭組地层在福建分布是相当广的。在南平、龙溪，在閩西的建宁、宁化，在閩南的德化、大田、永春、安溪、同安，在龙岩、宁洋，更南至永定，对所謂"白堊紀火山岩系"，以前的工作者都分为两部或三部。上部是火山岩，下部是紫紅、綠灰或棕灰等色的凝灰质砂岩、頁岩或砾岩，不整合于各老地层之上。有时还含有叶肢介化石。从岩性和与上下层位的关系上看，都符合于我們前面所述砚岭組的特征。所以我們認为砚岭組在福建不止存在，而且分布很广。

关于砚岭組的时代，过去都沒有把它单独地作为一个地层单位討論。在福建一般都与其上的火山岩合并，划入下白堊統或上侏罗統。在浙江以往均視为“建德系”的一部分，定其时代为白堊紀。1959年浙西地层队，虽划分“建德亚羣”为三組，但沒有分别討論它們的时代，而認为“建德統”属于中侏罗世末期至晚侏罗世。該队原認为“在寿昌組与砚岭組中发現化石无大差别”者，乃是由于将实际上是属于寿昌組的地层誤認为属于砚岭組的緣故。眞正砚岭組的化石，他們只是在劳村附近风畈一郎家剖面的下部找到。为着有利于区测工作將砚岭組地質时代单独討論，是完全必要的。

浙西地层队在风畈附近所采的化石，除 *Otozamites* 为新种，介形虫 *Origoilyocypris* 保存太坏不能鉴定外，其确可对比时代者有：*Cladophlebis* cf. *browniana* (Dunker), *Bairdestheria middendorfi* (Jones), 及 *Ephemeropsis* aff. *trisetalis* Eichwald 等三种。其中 *Cladophlebis browniana* 是早白堊世韦尔登期（Wealden）常見的植物化石，但近年来亦曾在东亚的晚侏罗世地层中有所发现，据古植物学家意見，如果和它共生的确有其它可靠的晚侏罗世化石，亦可以把它向下拉到晚侏罗世，然不能再向下拉到中侏罗世。今 *brawnian* 的层位已經在“建德系”的最下部，其下隔着不足 40 米的砾岩，便是震旦系的基底岩层。則“建德系”可以肯定不会再包含有中侏罗世的沉积了。

叶肢介 *Bairdestheria middendorfi* 如果鉴定沒有錯誤的話（有人怀疑 *middendorfi* 的分布有其局限性，可能不会到中国的南部），則根据全国地层会議中生代报告中古生物分层的标准，定 *middendorfi* 羣为后期侏罗紀。所以根据这个化石应把砚岭組划入晚侏罗世，而不能划入中侏罗世。

昆虫化石 *Ephemeropsis* aff. *trisetalis* 的时代恐尚不能十分确定。辽东的“大明山統”中，亦产三尾昆虫，其时代一般都認为属于早白堊世。据浙西地层队引称苏联昆虫化石专家罗登道夫的 1957 年总結性意見，認为三尾昆虫化石属于晚侏罗世。这亦說明砚岭組应划入晚侏罗世而不是中侏罗世。

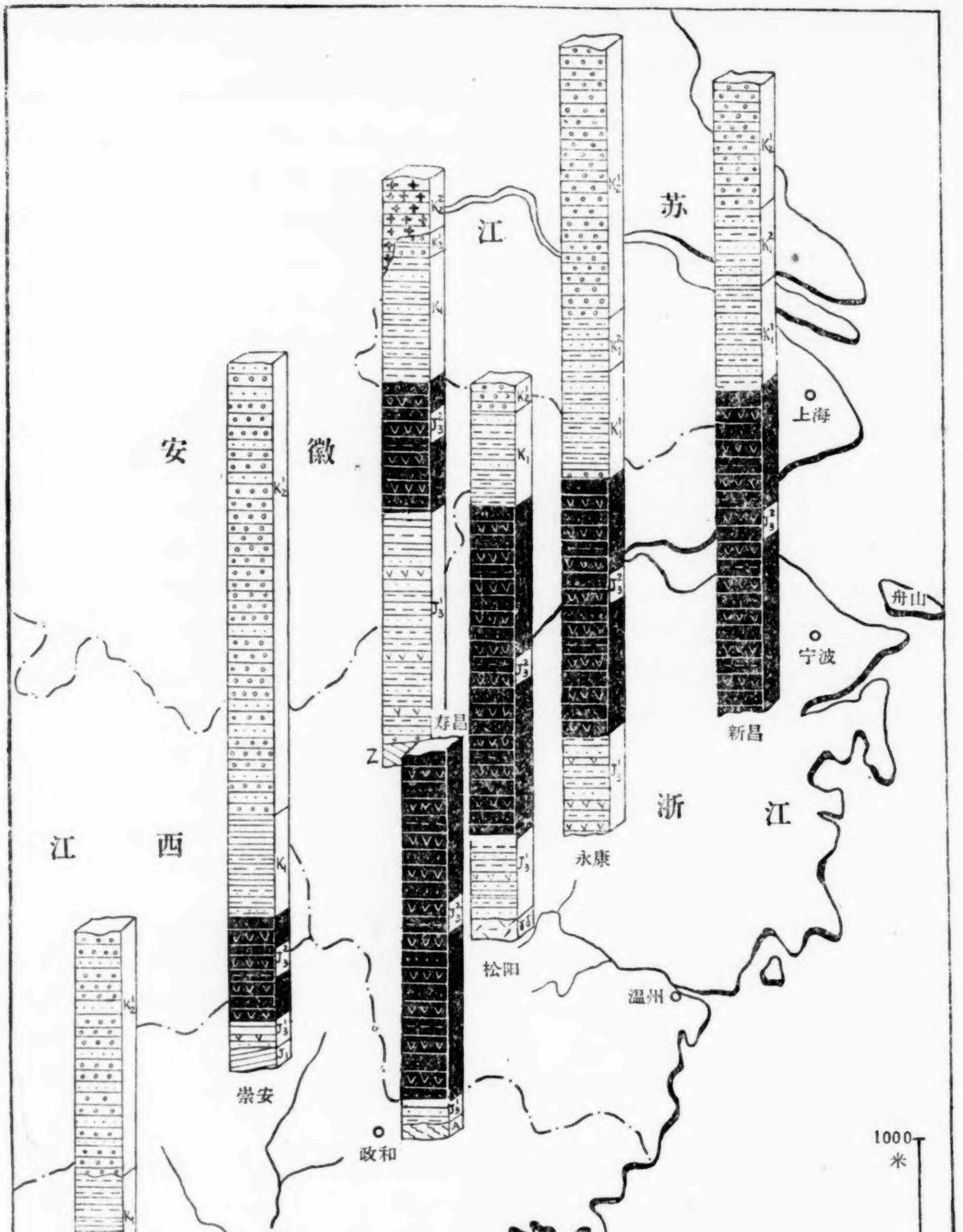
在龙泉的花桥所采砚岭組下部的孢粉样品，經分析其中組合，認为属于晚侏罗統至早白堊世，而更接近于晚侏罗世。

根据上述的綜合討論，我們認为砚岭組的地質时代划入晚侏罗世比較合理。

（二）磨 石 山 組

磨石山組是浙閩东部分布最广的火山岩系（見附图），常被泛称为白堊紀流紋岩，在浙江或被合并于“建德系”內。1959 年浙西地层队，划分“建德系”中部为“蔡郎崗組”。同一地层到了浙閩东部，則特为发育，厚达 2,000—3,000 米，其下的砚岭組不一定出露地表，其上的寿昌組不一定存在。在岩性方面除熔凝灰岩、凝灰岩外还有流紋岩、安山岩和粗面岩。所以仍用“蔡郎崗組”名称代表这个巨厚的火山岩系，似不适宜。浙江一地質队根据永康縉云間的磨石山，称此火山岩系为磨石山組，我們采用了这一名称。1935年高平提出“儒岙层”名称，主要是代表中性火山岩。認为其层位在“建德系”之下，長期以来經常有人引用。現經我們研究，知道所謂“儒岙层”就是磨石山組上面的一部分。

綜合研究各地的磨石山組，有以下的几个共同特点：(1)它的下边常常有或厚或薄的砚岭組地层，二者呈整合或有时为假整合接触；(2)它的上边在很多盆地中盖复着坂头組



浙閩中生代火山沉积岩系柱状对比图

K_2^2，烏龙山火山岩
K_2^1，赤石組
K_1，坂头組
J_3^2，磨石山組
J_3^1，硯岭組
J_1，烏灶煤系或梨山煤系
P_2，二迭紀砂岩
Z，震旦紀石英岩
$\gamma\delta$，花崗閃岩
A，前震旦紀片麻岩

注：地理底图是一个示意性质的說明相对地理位置的輪廓图。

(寿昌組）地层，呈假整合或輕微的不整合接触，有时为过渡关系；(3)它的岩性以熔凝灰岩、凝灰岩为主，亦常夹有流紋岩，以及凝灰質沉积岩薄层，其层位不大固定。在浙閩东部，它的上部常有中性火山岩，如安山岩、英安岩或安山凝灰熔岩等，在天目山及其西北上部有偏碱性火山岩如粗面岩等；(4)本岩系的厚度在西部較薄，厚 400—500 米，或仅 200 米。在两省东部常厚达 2,000—3,000 米。

在寿昌县西蔡郎崗一带，介于硯岭組与寿昌組之間的磨石山組主要由两层灰綠色夹浅紫灰色熔凝灰岩所組成，局部具流动构造。下层厚 110—160 米，上层厚 50—70 米，中夹灰色凝灰質粉砂岩。由于熔灰岩比較堅硬，构成两条显著山脊。

金华县北九龙山上的磨石山組主要为紫灰色和灰白色凝灰岩、熔凝灰岩夹浅灰或紫灰色厚 20—40 米的流紋岩两三层。上部有安山玢岩及安山質凝灰岩，厚 20—30 米，全組总厚約 900 米。介于硯岭組与寿昌組地层間均向西北傾斜。

永康縉云間的磨石山火山岩系可以分为 7 层。如从凝灰角砾岩或凝灰岩到流紋岩作为一个旋迴，則可以簡单地分为 4 个旋迴，自下而上：(1)肉紅色、紫褐色层状凝灰岩、凝灰角砾岩，其上为紅色流紋岩夹熔凝灰岩，流紋构造清楚；(2)綠色凝灰岩、火山砾岩及熔灰岩，其上为流紋岩及球状流紋岩；(3)紫紅色、綠色凝灰岩夹熔凝灰岩及火山砾岩，上为紫灰色球状流紋岩，常含碧玉；(4)淡紫、淡黃、鮮綠等色凝灰岩及凝灰質砾岩、砂頁岩。四部分总厚可达 1,000米以上。下与硯岭組为过渡关系，上与寿昌組在后月岭南坡出現輕微的不整合。

丽水松阳間沿公路出露磨石山組剖面，大致可以分为四部分：下部灰綠色凝灰岩、凝灰角砾岩夹流紋岩薄层，厚約 800 米；第二层浅綠、紫灰凝灰質砂頁岩、凝灰岩，厚約 50米；第三层紫棕色流紋岩，含不多的长石石英斑晶，流紋构造清楚，厚約 200 米；上部棕紅色熔凝灰岩，厚約 300 米。在剖面的东段，时因隆起露出其下的硯岭組地层，在西段于松阳城东青蒙附近，与寿昌組成輕微的角度不整合。

在嵊县的儒岙附近，有深綠灰色安山岩、安山块集岩（厚約 250 米），高平称之为儒岙层，認为位于火山沉积岩系的最下部。但我們仔細观察，在其下尙有厚約 800—900 米的酸性火山岩，包括綠灰色熔凝灰岩、凝灰角砾岩，及紫灰色流紋岩和凝灰砂岩。和新昌附近剖面比較，是位于寿昌組之下，和磨石山組相当的。所以所謂"儒岙层"即是磨石山組的上部，而不是其下的另一个地层单位。

浙江西北角的"天目山为火山岩系"所构成。平緩地向南偏东傾斜，自下而上为紫灰色、綠灰色熔凝灰岩及凝灰岩，紫灰色流紋岩及浅灰色浅紅色熔凝灰岩，夹紫紅色凝灰質砂岩薄层，棕灰色流紋粗面岩及綠灰色粗面岩，总厚約 1,500 米。北麓位于可能属于硯岭組的岩层之上，南麓与寒武系灰岩呈断层接触。从岩性及层位关系上看，我們認为应与磨石山組相当。南京大学地質系称之为"天目山組"。

磨石山組的层位关系，在福建崇安向斜的两翼，尤以东南翼的赤石街至下梅之間出露清楚。下部盖复在硯岭組紫紅色凝灰砂岩之上，上部为"坂头系"的盖复。厚約 400 米左右，为紫紅色及綠灰色熔凝灰岩、夹凝灰岩及凝灰質砂岩，西翼多为綠灰色熔凝灰岩。

在松政县东，火山岩較为发育，大体可以分为三部：下部浅灰色凝灰岩、凝灰砾岩，厚 300—400 米；中部紫紅色熔凝灰岩及熔灰角砾岩，具流动构造，厚 800—1,100 米；上部为

深灰色含白色斑晶的安山质凝灰熔岩，厚400—500米。其上未見坂头組，但其下的紫紅色綠灰色凝灰質砂岩，則可能是属于硯岭組的。

沙县城西的火山岩組成山岭。上与坂头組可能为假整合接触，下复硯岭組之上。主要为紫灰、棕灰和綠灰色熔凝灰岩，棕灰色凝灰砂岩，夹紫紅色砂岩和粗砾岩，厚約400—500米。

永安城西磨石山組火山岩，出露于下渡一带，沿南北走向分布。可分为上下两部：下部为紫紅色含长石斑晶的熔凝灰岩或凝灰熔岩，具流动构造。厚約200米；上部紫紅、綠灰等杂色凝灰砂岩夹火山角砾凝灰岩，厚約500米。火山岩系之下有200余米的杂色砂岩、凝灰質砂砾岩，我們認为是属于硯岭組。火山岩系之上盖复着含有化石的坂头組。上下都是过渡关系。

磨石山組中未找到化石，其地質时代只能从上下含有化石的沉积岩組，予以推测。其下的硯岭組我們已定为晚侏罗世，其上的坂头組（寿昌組）我們認为属于早白堊世。从沉积和接触关系上看，与硯岭組常无显著分界，硯岭組中火山岩成分較多，表明在硯岭組沉积期有不断的火山活动。另一方面，其与寿昌組之間則有时为假整合或輕微的不整合接触，寿昌組中火山岩的成分比較少，或未見到。这都說明磨石山組和硯岭組的关系，更为密切一些，故其时代似应列入晚侏罗世的后期。

（三）坂头組（寿昌組）

1942年陈愷在福建将"不整合"于火山岩之上、赤石层之下的含魚、叶肢介和植物等化石的灰色薄层頁岩，称之为"坂头系"，定其时代为中白堊世。1959年浙西地层队将包含硯岭組、磨石山組与寿昌組的"建德系"一并定其时代为中侏罗世至晚侏罗世。据我們的观察，虽坂头組与寿昌組岩性略有差异，但是它們的层序关系以及所含化石則彼此相当，至少坂头組和寿昌組的下部可以对比。如果为着統一地层名詞，我們認为坂头組創立在先，且有专文論述，可以采用坂头組名称，代表这一个地层单位。

就我們所观察的剖面綜合对比，对坂头組有以下的几点概念：(1)坂头組总是位于磨石山組之上，呈假整合或輕微的不整合接触，有时其間亦不易找到显著的分界；(2)它是湖沼或内陆盆地沉积，沉积时火山活动較少，在浙江有些地区有少量中酸性火山岩噴发。在浙江寿昌組的上部常有紅色岩层；(3)含有丰富的化石，其中包有魚、叶肢介、介形虫、軟体动物和植物等；(4)它的上面不整合或整合盖复着赤石組(方岩組)紅色砾岩或砂岩层。

在寿昌境内坂头組岩层出露于两个地区：一在寿昌盆地的两侧，一在县西的周村东村一带。在周村附近主要为灰色、灰綠、黄綠和黑灰色粉砂岩頁岩，及凝灰質粗砂岩，頁岩常含鈣質，共厚約300米。其中产魚化石不下五层，并产叶肢介和植物等化石。在东村附近还見夹有石灰岩一薄层，上部有紫灰色頁岩砂岩。在这里亦曾采得魚、植物和叶肢介等化石，浙西地层队还在这里采到軟体动物化石。从枣园至寿昌县城地层剖面不算很好，可以分为上下两部：下部为灰綠色、黑褐色砂岩，砂質頁岩夹凝灰質砂岩及黑色頁岩。厚約310米，底部以薄层含砾砂岩盖复于磨石山組之上，据区测队所作剖面，在这一部分地层中找到3个化石层位，产叶肢介、介形虫、植物和魚化石。我們在底部黑色頁岩中，亦曾采得魚化石碎片，不能鉴定。上部出露部分厚200—300米，为砖紅色、黄綠色砂質頁岩、泥質頁

岩夹砂岩。在黄綠色泥质頁岩中，曾采得腹足类、叶肢介及介形虫等化石。在寿昌县城河南岸，有綠灰、黄灰、紫灰以及褐灰等杂色粉砂岩、凝灰質砂岩及粘土頁岩，厚約 200 米，属于坂头組的下部，含化石数层，产叶肢介、介形虫、瓣鰓类以及植物等化石。由砖瓦厂以至火車站附近的紫紅色砂岩、頁岩及凝灰質砂岩，属于坂头組的上部。

在永康盆地与坂头組相当的地层，浙江省一地質队称之为永康組。分为上下两部：下部叫作"館头层"，一般亦常称为杂色层，含灰綠、黄灰、夹紫灰色細砂岩、泥岩、鈣質頁岩，夹凝灰岩层，厚 300—400 米。中有化石层位三、四层，产叶肢介、腹足类及植物等化石。在頂部一层碳質頁岩中，曾采到魚化石碎片。在后月岭南坡底部有砾岩盖在比較破碎、流层褶曲強烈的磨石山組流紋岩上，沿走向追索，磨石山組有缺层現象，表示其間可能有輕微的角度不整合。上部叫作朝川层，主要是紫紅、砖紅色泥砂岩、含砾砂岩及凝灰質砂岩，夹浅綠色凝灰岩薄层。在永康城东北的土山头，朝川层上部夹有暗綠色安山岩一层，厚 60—70 米。全层厚約 200—300 米。

在松阳盆地中坂头組地层虽亦分布頗广，但成层却远較永康为薄。在城东青蒙露出底部，粗砾岩，以輕微角度不整合盖复在磨石組的熔凝灰岩上。其上为綠色頁岩，黄色、棕色砂頁岩，及紫紅色砂岩，含鈣質結核，厚約80—100米。再上为紅色粉砂岩、泥岩、凝灰質砂砾岩，多为浮土掩盖。在丽水附近，坂头組下部的黄灰色砂岩夹綠灰色頁岩，估計厚度約 100 米左右，出露于丽水县南至南山車站之間。其上为紫紅色厚层砾岩砂岩，及紫灰色凝灰岩凝灰角砾岩夹粉砂質泥岩，厚約 400 米。最上的一部应与方岩砾岩相当，已属于赤石組。以前盛莘夫所称的"丽水系"就是这个上部的地层。

新昌城东南沿公路綫上有坂头組地层，但露头不甚好。下部杂色层中有綠灰色砂砾岩，夹灰白色砂岩、頁岩及灰綠色含凝灰質的砂砾岩，含巨大的碳化木和矽化木，厚約 200 米。上部为紫紅色砂頁岩，厚約 100 米。再上即过渡到赤石組砂砾岩层。

福建省的坂头組地层以在崇安县赤石街以东的剖面較为完整。扼要地說：下部为紫灰色綠灰色凝灰質粉砂岩，夹薄层浅灰色灰黄色粘土，厚約 200 米。其下与火山岩系之关系露头不清。中部为浅灰色或暗灰色，风化后略带紫灰色薄层頁岩，含魚、叶肢介及植物化石数层，厚 230 米。上部暗灰色泥岩、长石砂岩夹紫紅色頁岩，厚 50—60 米。再上即为赤石組。

沙县城西后竹壠附近，坂头組地层厚仅百余米。下部为浅紫灰色、綠色、灰黄色細砂岩、凝灰質砂岩，灰白色泥質粉砂岩、矽質頁岩，含植物化石 *Elatides* 碎片。上部为紫灰、紫紅色粉砂岩、頁岩。与其下的磨石山組和其上的赤石組接触关系，均不清晰。

坂头組地层在永安县境有数处出露。一在永安城西下渡村附近，向北延长到了坂头村。由于与其上的赤石組为清晰的不整合接触，所以出露的厚度，各处不同。在下渡村北仅露出下部的紫紅、綠灰色层状凝灰質砂頁岩，与火山岩系沒有显著分界。略向北行，凝灰質砂岩之上，有暗灰、綠灰及黄灰色泥質頁岩和板状砂質頁岩，厚約 100 米，含叶肢介和植物化石。再北行，頁岩保存的厚度还更大些。在坂头村亦曾采得植物及叶肢介化石。另一处露头在城西吉山附近。下部为浅灰色粉砂岩，与二迭紀砂岩为断层接触，其上为黄灰色浅綠色，风化后略带紫色的薄层泥質頁岩和砂質頁岩互层，含魚、叶肢介及植物等化石。中部于一层中厚的长石、石英砂砾岩之上，継以黑灰色、灰黄色板状頁岩及砂岩互层，

含植物化石。下、中部厚400—500米。上部为灰色粗砾岩，据楊振翰等估計厚度大于300米。此层砾岩在他处尚未見到，是否属于坂头組，尚須研究。

坂头組含化石甚丰，所以研究坂头組的地質时代是解决火山沉积岩系时代的关鍵。福建的坂头組和浙江的寿昌組所含的化石，很多的种属相同，二者是同时期的沉积，应无問題。但在福建一直将坂头組定为白堊紀，而在浙江則最初亦将含有寿昌組的“建德系”划为白堊紀，1959年浙西地层队又划入到中侏罗世以至晚侏罗世，全国地层会議定为晚侏罗世至早白堊世。我們現根据各种化石鉴定的結果，分別予以討論。

植物化石：1942年斯行健、高振西在永安的吉山和下渡附近，曾采有大量植物化石，經斯行健鉴定有：*Sphenopteris* sp. (cf. *Ruffordia goepperti* Dunker), *Sagenopteris yunganensis* Sze, *Ptilophyllum boreale* (Heer) Seward, *Brachyphyllum obesum* Heer 等16个种。我們在吉山和板头亦曾采有化石，經地質部地質科学研究院古生物研究室鉴定有：*Cladophlebis* sp., *Cladophlebis browniana* (Dunker) Seward, *Brachyphyllum* sp. 最近中国科学院地質古生物研究所华东中生代地层研究队在永安亦采到大量化石，經李星学、蓝善先鉴定除与斯、高所采重复者外，尚有 *Cupressinocladus garciles* (Sze) Chow, *Carpolithus* sp., *Onychiopsis* sp. (cf. *O. psilotoides* Stockes et webb), *Pterophyllum* (?) sp.。他們在崇安采有 *Cladophlebis* sp. (cf. *C. browniana* (Dunker) Seward, *Ptilophyllum pecten* (Phillips) Morris, *Cupressinocladus elegans* (Chow) Chow, *Brachyphyllum. obesum* Heer, *B.* sp., *Carpolithus* sp.。我們亦在崇安采到 *Brachyphyllum*。1948年李星学所研究寿昌东村的植物化石有 *Cladophlebis browniana* (Dunker), *Sagenopteris yunganensis* Sze. 均見于福建的坂头系中。这些化石中虽亦有侏罗紀的成分，或个别見于晚白堊世，但主要常見于早白堊世地层中，可以与欧洲的韦尔登期 (Wealden) 或美洲的老帕脫馬克 (Older Patomac) 相当。但近十余年来威尔登系中若干重要分子如 *Ruffordia goepplerti, Onychiopsis elongata, Cladophlebis browniana, Cladophlebis dunkeri* 等在东亚晚侏罗世地层中不断有所发現，因而古植物学家意見認为这个化石羣指示晚侏罗世至早白堊世的时代，尤偏于早白堊世初期。

魚类化石：寿昌东村的魚化石最早經秉志、閻敦建鉴定的为 *Mesoclupea showchangensis,* 和 *Mesoclupea globicephala*。1959年浙西地层队所采东村白水岭的魚化石經黄为龙鉴定为 *Mesoclupea showchangensis* 及其它未定种的中鯡魚。我們此次在周村和东村几处所采魚化石有28件，其中有些保存很好，經謝利元鉴定为 *Mesoclupea globicephala, M. showchangensis, M.* sp., *Paraclupea chetungensis* Tn。华东中生代地层研究队在福建坂头組中所采魚化石經刘宪亭鉴定有一属为 *Mesoclupea* sp. 另有二属已破碎不能鉴定。我們在永安和崇安所采的魚化石亦已遭到破碎，未能携回鉴定，但就野外观察，和寿昌的中鯡魚极为相似。此外孙蘷璘研究临海县城西北約18公里所产的魚化石，定为 *Paraclupea chetungensis* Tn。杜恆俭所研究的宁海魚化石定为 *Paraclupea chetungensis*。这些魚化石的鉴定者都認为魚是属于白堊紀的。但有人却說浙閩的中鯡魚和后鯡魚与北方的狼鳍魚相当，同属于侏罗紀，这是根据不足的。秉志、閻敦建研究寿昌中鯡魚和圓头中鯡魚，沒有从生物演化上予以論証，亦沒有从形态上和世界上近似的种属进行对比。但杜恆俭所定浙东后鯡魚的时代时，則已考虑到中国北方許多狼鳍魚是属于侏罗紀。而根据中鯡魚和

后鮓魚个体构造的发育情形及地层上的观察，无疑是属于白堊紀初期产物。孙艷璘研究后鮓魚时具体地指出，后鮓魚有背稜鱗的存在，更接近于 *Diplomystus* 与 *Knightia* 两属。这两属魚化石最早发现于上白堊統，后鮓魚的背稜鱗比較原始一些，其时代属于早白堊世。最近刘宪亭研究华东中生代地层队所采魚化石时認为是属于白堊紀。他說鮓魚科在世界均自白堊紀初起，且到晚白堊世最繁盛，其中很少的属是早白堊世的，而中鮓魚是其中的一个。再說鮓魚科是等椎目較进步的一类，仍有不少現生属，不比狼鰭魚是个絕灭的东西。就我国現有的材料論，在北方有狼鰭魚而未发現鮓魚，在南方有鮓魚而沒有发現狼鰭魚。所以說鮓魚和狼鰭魚是同时代的产物，理由是不充分的。

介形虫化石：在浙江福建的坂头組地层中产有丰富的介形虫。我們在寿昌、永康等地所采介形虫，据鉴定人称，表皮多已磨損，不能鉴定，甚为可惜。浙西地层队 1959 年在寿昌城南所采者，經陈德琼鉴定有：*Cypridea, Darwinula, Mongolianella* 等 18 个种。根据鉴定人对比介形虫化石組合，有很多种和蒙古东部下白堊統的准巴恩羣相同，亦有少数种和准噶尔盆地下白堊統巴列姆层（Баррем）及酒泉盆地的下惠回堡羣相同。华东中生代地层研究队在福建永安和崇安所采的介形虫，經李龙通、龙耀珍鉴定，属名基本上是和在寿昌所采者相同（因保存較差，种名未能鉴定），只是缺少了 *Clinocypsis* 而多了 *Origoilyocypris* 一属（在寿昌有 *Origoilyocyris* 产自硯岭組下部，而不在寿昌組中）。所以从介形虫的鉴定，說明坂头組是早期白堊世的沉积。

叶肢介化石：坂头組地层中无論在福建或在浙江都含有丰富的叶肢介化石。刘季辰、赵亚曾在"建德系"中所采叶肢介初經計荣森等人鉴定有：*Bairdestheria chekiangensis* Novojilov 及 *Brachygrapta intermedia* (Chi)。浙西地层队在寿昌所采叶肢介經张文堂鉴定有：*Bairdestheria sinensis* (Chi) 和 *Brachygrapta intermedia* (Chi)。我們在寿昌几个地点所采化石經謝利元鉴定有 *Cyclestherioides* cf. *tunghuensis* (Kobayashi et Kusumi), *Estheriina* cf. *astartoides* (Jones), *Estherites* aff. *Kyongsangensis* (Kobayashi et Kido), *Brachygrapta intermedia* (Chi), *B. chekiangensis* Novojilov 等 13 种。在福建崇安王恆升、李春昱 1929 年曾采有叶肢介經計荣森鉴定，后經改正为 *Bairdestheria sinensis* (Chi)。此次在崇安所采經謝利元鉴定有 *Bairdestheria* cf. *varibilis* Novojilov, *B.* cf. *sinensis* (Chi), *Palaoleptestheria* cf. *maleevi* Novojilov 6 种。在永安我們采有：*Bairdestheria* aff. *elongata* (Kobayashi et Kusumi), *B.* aff. *varibilis* Novojilov, *Fukiennella, Loxopolygrapta, Brachygrapta Leptolimnadia, Pseudoestheria* cf. *discoidalis* Novojilov, *Opsipolygrapta, Palaeoleptestheria* cf. *maleevi* Novojilov 等 19 种。最近华东地层研究队亦在永安和崇安采有許多叶肢介化石，由于有些保存不好或新种尙未深入研究，經张文堂初步鉴定者有：*Bairdestheria sinensis* (Chi), *Bairdestheria* sp. cf. *Bairdestheria midendorfi* var. *joholensis* (Kobayashi)，叶肢介化石虽多，但令人遺憾的是大多数都是新种，不好对比时代。在浙江的寿昌組和福建的坂头組有不少同种化石，說明这两組地层是相当的。张文堂認为 *joholensis* 可以和辽西的"上侏罗統"的 *joholensis* 相比，但福建的个体較小，可能較辽西相当的地层略晚一些。根据全国地层会議結論，定 *Kyongsangensis* 为早白堊世的标准化石。今在寿昌采有 *Estherites* aff. *Kyongsangensis*。可以証明坂头組应属于早白堊世。如果有人說因为有 *Bairdestheria midendorfi* 应該划归晚侏罗世的話，則我們前面已經說过，*midendorfi* 是产

自硯岭組而不是产坂头組，当然不能因为硯岭組含有晚侏罗世化石而認为坂头組亦是属于侏罗紀。

軟体动物化石：我們此次所采瓣鰓类化石甚少，在寿昌和永康所采腹足类化石亦未能鉴定。华东中生代地层队在永安、崇安所采化石，經余汶、李金华鉴定有：*Corbicula* sp., *Probaicalia* sp., *Hydrobiidae*。因保存不好，不能詳細鉴定，初步認为可能属于晚侏罗世至早白垩世。浙西地层队在寿昌城南和东村采有：*Ferganoconcha subcentralis* Tschern., *Corbicula* (*Mesocorbicula*) *tetociensis* Kobayashi et Suzuki, *Probaicalia* aff. *vitimensis* Martinson 等 12 种。顧知微根据上列軟体动物化石，認为“建德系”与北方之狼鰭魚层(包括山东蒙阴統)相对比，与自流井組亦有些联系，属于晚侏罗世，“建德系”的最下部或可能属中侏罗世的末期。現在我們知道无論在“建德系”的上部或下部都沒有采到中侏罗世的化石。也許鉴定人的意見对費尔干貝的时代是傾向于中侏罗世的。不过在同一文章中亦討論到“烏灶煤系”的地質时代，在“烏灶煤系”中亦有費尔干貝及其它瓣鰓类化石的发現，顧知微写道：“就这些化石在苏联各地与中国四川山东所出現的层位(自流井組与蒙阴統)看来，烏灶煤系应該属于中侏罗世的可能性是很大的”。又說：“烏灶煤系属于下侏罗紀的可能性是很少的”。由于費尔干貝及手取中兰蚬等軟体动物化石的出現，在同一篇文章里前后把“烏灶煤系”与寿昌組(即坂头組)都和蒙阴統或自流井組对比起来，認为属于中侏罗世，这是不合理的。不說軟体动物化石和其他化石的矛盾，单就軟体动物化石本身看，亦是有矛盾的。所以我們認为軟体动物化石，似还須进一步研究。也許費尔干貝及手取中兰蚬在中国可以延长到早白垩世，否則亦許是鉴定方面还有問題。

綜合上述各种化石，我們根据多数古生物学家的意見，定坂头組为早白垩世。

(四) 赤石組(方岩組)

赤石組原名“赤石层”，是由陈愷从崇安赤石街的紅色巨厚砂砾岩层所命名的。“赤石层”在福建一直沿用着，代表老第三紀紅色砾岩砂岩层。在浙江永康一带，浙江一地質队称这个紅色砾岩为“方岩砾岩”，以著名的风景区方岩而得名。孟宪民謂“虎头山砾岩”亦是这一层，但是他沒有搞清构造关系，誤置于磨石山組火山岩之下。在选用名詞时，我們認为赤石組命名在先，且有較詳的描述，以采用赤石組的名称为适宜。陈愷对赤石层的特征已有所描述，但在我們观察各地剖面之后，認为他所描述还不够全面或不完全符合实际情况。玆另提出新的概述：(1)赤石組輕微地不整合或假整合于坂头組之上；(2)主要是砂砾岩，含或多或少、或大或小的砾石，胶結物大都呈紅色或紫灰色，砾石成分多半是磨石山組火山岩；(3)由于地层軟硬相間，胶結較紧的砂砾岩常具有垂直节理，往往形成陡崖峭壁，或假溶洞；(4)一般地层傾斜比較平緩，但亦常傾斜达 30 余度，并受大断层的影响；(5)在許多盆地中是粗砾岩，沉积很厚，胶結松紧、顏色深浅以及厚度，多有变化。可能是在沉积时，沿盆地边緣有断层随之发生，不止盆地边緣地形較陡，而沉降的速度亦是差异很大的。

崇安的赤石組比較发育，在赤石街至武夷宮一带，厚度将及 2,000 米，北至县城一带較薄，約 1,000 米。下部为紫紅色紫灰色砂砾岩、泥質沙岩，胶結較松，厚 350—480 米，构成崇安盆地(地形上的)。上部为紫灰色中細粒砂岩及砾岩，胶結較紧，厚达 1,500 米，武夷的峻峭地形，主要由这部砾岩所构成。赤石組与坂头組的接触关系不清。

赤石組地层在永安盆地为砖紅色、紫紅色砂岩、頁岩及砾岩。据估計，厚度大于500米。砂砾岩亦常呈峭壁或假喀斯特地形。在城西下渡村北，不整合于坂头組下部凝灰质砂岩之上，后者傾向东南，傾角36度，而赤石組則傾角仅10余度。从地层分布上看，亦表現出赤石組与坂头組的不整合关系。

在沙县只見到赤石組的下部，为砖紅、浅紅色砂岩及砂砾岩，未見到坚厚的砾岩层，其与坂头系的关系不明。

浙江永康盆地中赤石組地层亦甚发育，即浙江一地质队所称的"方岩砾岩"。从石柱到前仓一段公路上，厚約1,200—1,400米。上部为紫紅色、灰紅色砾岩。砾石成分有中酸性火山岩、凝灰岩、花崗斑岩、石英岩、燧石等，直径2—3厘米至30厘米，最大至50—60厘米。下部夹有凝灰砂岩、砂质泥岩等层理清楚的紫紅、灰紅色砾岩。与寿昌組为假整合接触。但据浙江一地质队报告，認为有数处为不整合接触。

赤石組地层在松阳盆地中分布面积頗广，成层平緩，主要亦是紅色砂岩和砂砾岩互层。松阳城南的独山，孤峯矗立，即由赤石組砂砾岩所构成。在城北的卯山和石龟山，于砂砾岩上不整合地盖复着安山玢岩。在丽水城西北林場附近，亦曾見到赤石組的砾岩层。

新昌車站附近，赤石組为紫紅色砾岩，偶夹凝灰岩，与其下的坂头組地层产状相似，傾角均20—30度，可能为假整合接触。其上不整合地盖复着第三紀玄武岩。在城西的壳山，砂砾岩上为流紋岩，是呈不整合抑是逆掩断层接触，尙不能肯定。

諸暨的"虎头山砾岩"是和赤石組相当的。它与磨石山組火山岩为断层接触，其下未露出較老的地层，故其上下接触关系不明。

赤石組的地质时代由于缺少化石証据，只能間接地予以推测。在福建一般都認为属于老第三紀，福建区测队以之与广东的"灯塔系"和"丹霞系"对比，認为属于白堊-第三紀。浙西地层队把可能与赤石組相当的寿昌組以上的紫紅色砂頁岩划入到早白堊世。浙江一地质队則把它放到白堊紀。我們观察各地剖面，認为可以从以下的几个地质現象进行綜合分析：(1)赤石組輕微不整合或假整合于坂头組之上；(2)在盆地中部虽地层一般平緩，而在崇安則傾斜最高达35°，在永康前仓一带，亦傾斜达30°左右，并非全是原始傾斜，而是受到一定的褶皺运动；(3)在崇安有相当大的断层，断距在1,500米以上，在諸暨和在丽水亦都有断距不下500米的断层；(4)在邵武晒口曾見有石英斑岩侵入于赤石組内。在永康据一地质队报告，赤石組中有多处火成岩脉，或矿化現象；(5)在新昌有可能属于中新世的玄武岩不整合于赤石組之上；(6)在松阳有安山玢岩不整合于赤石組之上。浙西地层队所說的浙江流紋岩認为是在紫紅色砂頁岩以上的。根据这些情况，我們認为赤石組的时代应該是早白堊世之后，和中新世之前。同时由于受了相当程度的褶曲运动与断裂运动的影响，这两种地壳运动发生的时代和中国其他各地对比，可能相当于白堊紀末期的四川运动，也就是世界上一般所称的拉兰迈因运动(Laramian)。它所受到的火成岩影响，就是伴随着造山运动的火成活动。所以赤石組的层位应該划归到晚白堊世。

(五) 烏龙山火山岩

烏龙山火山岩是我們从建德梅城的烏龙山所命名的，代表赤石組沉积以后的火山岩。当它的岩浆噴出地表时則为流紋岩；成浅成侵入体时，則为石英斑岩。所以浙江区测队在

不同地区給以不同名称,如:建德石英斑岩,寿昌流紋斑岩和进賢流紋斑岩等。浙西地层队称它为浙江流紋岩。因为他們誤認在浙江分布很广的磨石山組都是这个流紋岩,所以有此名称。現在我們知这种火山岩在浙江东部分布很少,所以"浙江流紋岩"的名称是很不恰当的。

烏龙山火山岩的岩性和层位,了解的还不够清楚。我們在寿昌城东北溪坑口以至其南祀朱一带,見到棕灰色細粒流紋岩,鏡下鉴定为霏細斑岩部分盖在硯岭組(?)紅色粉砂岩上,部分和粉砂岩呈侵入接触。在鴨子亭以南,还見到这种霏細斑岩位于紅层之下,紅层有退色現象,似可說明部分有侵入接触关系。这一岩体向东北延伸,和建德横山坪的流紋岩相連。寿昌西的百亩尖和灯盏碟,在硯岭組紅层上有肉紅色流紋岩,流层近于直立,与硯岭組的接触面不平行。浙西地层队把它划入蔡郎崗組,但它和蔡郎崗組的熔凝灰岩很不相同,亦可能是属于烏龙山組的火山岩。

建德城南横山坪山上为浅灰色流紋斑岩,具流紋构造,复于硯岭組紫紅色粉砂岩、頁岩之上,二者接触面略有波状起伏。在建德城东北的烏龙山,有大面积的流紋岩和石英斑岩,和硯岭組为侵入接触关系。从浙江区测队所作的地質图上看,在烏龙山的东南麓,寿昌組地层亦已受到石英斑岩的侵入,說明火山岩的活动是在寿昌組沉积之后的。

烏龙山火山岩在建德一带虽較发育,而在浙閩东部則很少見。在新昌城西的壳山有浅紫灰色流紋岩,盖在傾斜的赤石組砂礫岩上。流紋岩具明显的流层,流层面傾斜約27°,而流紋岩与赤石层的接触面則近于水平,所以这个流紋岩是不整合盖在赤石組之上,抑是以逆断层推掩于赤石組之上,尙难肯定。如果是不整合关系,則壳山的流紋岩是属于烏龙山組的。

綜合上述情况,对烏龙山火山岩可以得出几点初步概念:(1)烏龙山火山岩应是产生于赤石組之后,惟所見到的接触关系,尙不能肯定;(2)它一部分是噴出的流紋岩,另一部分則为浅成侵入岩,二者成为过渡关系;(3)烏龙山流紋岩是眞正的熔岩,其中很少見到凝灰岩,亦不同于熔凝灰岩。所以它分布面积小,而厚度变化則較大,这亦可以說是它与磨石山組火山岩主要区别之点。

除这些酸性火山岩以外,我們在松阳西北的石龟山和卯山,还見有綠灰色暗灰色安山岩及安山玢岩,具不显著的流层,不整合于傾斜平緩的紫紅色含礫砂岩之上。其噴发时期肯定是在赤石組沉积之后,惟岩性則和建德一带的流紋岩大不相同。二者是否同期产物,尙不能肯定,亦暂列于烏龙山組中。

烏龙山火山岩的噴发时代,因缺乏肯定的上下层位接触关系,故尙不能准确推断。在建德以东它的侵入部分使寿昌組受到了影响,說明它是发生于早白堊世之后。如果新昌壳山的流紋岩确系不整合于赤石組之上时,則可以說烏龙山組产生于晚白堊世或其以后。烏龙山組上限的資料更为缺乏。从构造关系上看,它很可能是和白堊紀末期造山运动相伴生的火山活动有关。它和浙閩的晚期花崗岩为同一岩浆源,是四川运动或拉兰迈因运动的同期产物,其时代暂定为白堊紀末期。

四、对已往地层名詞取舍的意見

浙閩中生代火山沉积岩系既作了統一的地层划分,則以往分歧的地层名詞,应作适当

的取舍，以免混淆。今提出下列意見，供备商討。

1."武夷羣"名称是从武夷层来的。1929年王恆升、李春昱誤認武夷山的赤石层与浙江建德系上部相当，并認为在建德系沉积时期不断有火山活动，所以将所有火成碎屑岩和火山岩都合并成一个单位，而名之曰"武夷层"。現在对中生代火山沉积岩系既可以明确地划分，就不必再行合并；同时武夷山主要是由赤石組組成，亦不能代表全部火山沉积岩系，所以"武夷羣"或"武夷层"的名称，沒有采用的必要。

2. 刘季辰、赵亚曾的"建德系"現在已划分为硯岭組、磨石山組和坂头組。在浙江西部的磨石山組厚度不大，作为一个夹层，进行塡图或編图，尙无多大困难，而到了浙閩东部則磨石山組分布很广，厚度亦大，相反地，硯岭組和坂头組却零星露出。如仍以"建德統"作为一个地层单位塡图或編图，将表現不出正确的地質构造关系。而且硯岭組和磨石山組屬晚侏罗世，坂头組屬早白堊世，更不好以"建德統"跨两个系而以統命名了。建議今后在区測或編地質图时，不再以"建德統"或"建德系"作为一个地层单位。

3."儒岙层"是高平所創立，用以代表下部的中性火山岩，后来不断地被采用。全国地层会議列入武夷羣最下部，划其时代为中侏罗世后期。現在我們知道所謂儒岙层就是磨石山組的一部分，而且位于上部，不是一个更老的地层单位，所以建議"儒岙层"名称，不再采用。

4. 建議废除"蔡郎崗組"、"兜岭火山岩"或"严坊亚羣"等名称，而代之以磨石山組。这几个名称都是代表同一个火山岩系。蔡郎崗組名称的不适宜，前已論及，玆不再述。兜岭火山岩一名在福建尙在广泛地采用。但在龙岩的兜岭大部分为花崗岩，而火山岩并不发育，且地层会議以其与湖南的斗岭煤系，发育近似，曾建議改用严坊层。不过我們查王紹文所作报告，在严坊村仅有厚达百余米的凝灰質紅砂岩，很少火山岩，所以亦不便采用。我們認为采用浙江一地質队所定的"磨石山組"，是比較合适的。

5. 高平所提出的紹兴凝灰岩，說是位于"虎头山砾岩"之上。現在知道不仅所說虎头山砾岩层位上有問題，而且虎头山砾岩之上亦未見到凝灰岩，从高平的报告看，它很可能是磨石山組的一部分。全国地层会議把它列在"建德亚羣"的上部，是值得进一步研究的。

6."虎头山砾岩"是孟宪民所創立的，后来高平，吳磊伯等亦曾采用。但是对諸暨虎头山的构造关系沒有搞清，所以"虎头山砾岩"不能代表一个正确地层层位。建議这个名称不再采用。

7. 建議废除"浙江流紋岩"名称，改用"烏龙山火山岩"。浙西地层队誤認为在浙江分布很广的磨石山組火山岩就是建德系以上的流紋岩，所以把这个流紋岩叫作"浙江流紋岩"。現在知道这个上部火山岩在浙江分布不广，而且流紋岩外还有石英斑岩，我們建議改用"烏龙山火山岩"。

8."天目山流紋岩"的名詞根据浙西地层队报告說是1930年舒文博創立的。但查舒的报告，虽将天目山画作流紋岩，而并未用天目山流紋岩这个名称。現就我們的观察：天目山火山岩和磨石山組相当，而且在天目山上除流紋岩外，还有熔凝灰岩、凝灰岩和粗面岩，所以我們認为"天目山流紋岩"的名称，可以不再采用。

9."下渡火山岩系"系福建省区域地質測量队建立的，位于"坂头系"之上。但就我們的观察：所謂"下渡火山岩系"实际上就是硯岭組、磨石山組和坂头組的綜合，而不是坂头

系以上的另一个火山岩系。所以这一名称，应該不再采用。

10. 其他一些名詞如："永康組"和坂头組相当，今既用了坂头組之名，則"永康組"名称可以不再采用。但为了表示其中的一部分，不妨仍"保留館头层"或"朝川层"的名称代表下段和上段。"丽水系"是盛莘夫創立的，后来亦曾为地質学者所采用。现在知道它一部分相当于坂头組，一部分相当于赤石組，既已各有专名，則"丽水系"之名，可以不再采用。其它如叶良輔的"江口系"，舒文博的"白牛鎮砾岩"、"孤山层"和"藻溪鎮砾岩"，浙江一地質队的"营前組"、"灵山层"和"儒岙层"，北京地質学院的"峡口层"、"长台組"，郑州地質学校的"松阳层"，南京大学地質系的"扁担岭組"和"天目山組"，或其层位未十分肯定，或已另有适当名称，建議今后不再采用这些名詞。

11. 苏浙皖三省区測会議划分中生代火山沉积岩系为五个层位，而沒有地层名称，且均冠以"Jcr"字样，代表侏罗白垩系，不合划分地层要求，亦不便采用。

由于我們的工作比較粗略，对于有些地質現象沒有能够深入研究而获得清楚的認識，或有些問題在我們队員中还未能取得一致的意見，今作为問題提出，以待今后的工作中予以注意。

1. 硯岭組沉积期以及沉积以前有无火山岩噴发的問題。在硯岭組的底砾岩中曾見到火山岩砾石，在硯岭組中亦見有不少的凝灰岩及其它火山岩成分，可以說明在硯岭期前及硯岭期是有火山噴发的。江苏区域地質測量队在溧水所划分的云鶴山組，我們初步对比認为可能与硯岭組相当，而在云鶴山組以下还有厚达 300 米的安山岩，称之为龙王山組，这是否可以代表硯岭組以前的火山活动呢？值得进一步研究。

2. 永安城北坂头至瑶田之間，火山沉积岩系与栖霞灰岩之关系，观察不詳。有人認为断层接触，并認为所見到带稜角的粗砾岩为断层角砾岩；亦有人認为系不整合接触，在砾岩中有較滚圓的砾石，不能当作断层角砾岩，而是底部砾岩层。与此連带关系的是坂头系以下的浅紅色、黄綠色凝灰粉砂岩是属磨石山組以下和硯岭組相当呢？还是属于坂头組的下部呢？未能决定。同时在增田东南有矽質岩石，有时呈角砾状，突出于紅色粉砂岩之上数十米，属何时代，是什么关系，亦未解决。

3. 烏龙山火山岩与赤石組的关系，以未見到直接接触，不能肯定。松阳石龟山和卯山的安山玢岩，确位于赤石組之上，而以岩性差别很大，不能肯定是同一个岩浆活动。新昌壳山赤石組以上有流紋岩，但其接触关系是断层抑是不整合，尙有爭論。所以这一問題，还須进一步研究。

4. 新昌壳山流紋岩与其下赤石組砂砾岩层的接触問題：壳山是一个比較突出的山峯，高出地面 250—300 米。下部一段是赤石組砾岩砂岩，傾向 220 度，傾角 15—25°，山頂一段是流紋岩，流层傾向 235 度，傾角 27°—40°，但二者的接触面却近于水平。有人認为流紋岩是不整合盖在赤石組之上，亦就是說流紋岩属于烏龙山組，其間有造山运动和蝕平作用。亦有人認为流紋岩以逆掩断层冲掩于赤石組以上，而且流紋岩和其邻近地区中磨石山組的流紋岩有些相似，可能是属于磨石山組的。我們观察的不够仔細，不能肯定。但这个現象却关系着烏龙山火山岩噴发的时代和分布，关系着造山运动的时期。建議今后从火山岩岩性的对比，从全部的接触关系，从附近地层分布及构造現象，仔細研究，予以解决。

第41卷 第3-4期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 3-4
1961 年 12 月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

川滇中生代紅层的古地磁对比*

王子昌 李存悌 邓兴惠

內容提要：利用岩石的天然剩余磁性，研究地質历史时期古地磁場的变化規律，就是所謂的古地磁学。根据古地磁学的原理和方法，对比不同地区岩层形成年代的相互关系，就是所謂地层的古地磁对比。1960 年在綜合了已有的地質資料和进行典型剖面的野外观測的基础上，采用古地磁的方法对川滇中生代紅层的对比問題作了初步的研究。所得結果表明：分别由川滇两地中生代紅层的岩石标本所測得的紅层形成时期的古地磁极位置，十分接近，都是在現代地理座标的北緯 65 度、东經 145 度地区附近。对比已有的成果，这个位置是在侏罗紀古地磁极位置的可能范围以內。因此結論認为，川滇中生代紅层（祿丰組、自流井組、重庆羣）可能同属侏罗紀的产物。过去認为应属上三迭統的云南祿丰紅层和一平浪煤系，看来有提高其层位的必要。

一、川滇中生代紅层对比問題爭論的焦点

1938—1941 年卞美年和楊鍾健[1,2,3] 根据云南祿丰紅层中恐龙化石的发現，把紅层划为晚三迭世。1943 年徐仁研究了云南祿丰紅层下面的"一平浪煤系"，根据三十多种植物化石的鉴定，認为可与东京化石羣相对比，故确定"一平浪煤系"的形成年代应早于已确定为早侏罗世的四川"香溪煤系"。1945 年黄汲清[4] 在"中国主要地質构造单位"一书中也提到了云南的紅层，認为滇中的"一平浪煤系"可与四川西昌区的"白果湾煤系"相对比，应属諾利克到瑞替克期的产物。他們的意見基本一致，都認为滇中区的紅层和下面的"一平浪煤系"比四川地区的紅层和下面的"香溪煤系"形成得早，主要应属三迭紀。

但近年来，从事区域地質測量工作的同志对上述前人的看法提出了不同的意見。四川区測队和其他地質队認为四川盆地的"香溪煤系"和川西南一带的"白果湾煤系"同属早侏罗世的产物，而且它們上面的紅层也可以从岩相方面对比。云南的地質队亦曾为此到四川进行过調查和对比，并同意四川区測队的意見，認为川滇两地中生代紅层的岩性特点及剖面的岩相变化規律十分相似，而且在会理一带的金沙江两岸，分属川滇两区的中生代紅层，可以直接对比（参考表 1）。

关于四川侏罗紀的香溪羣及其上复紅层的地質年代問題，目前未見有不同的意見。因此，对川滇紅层对比問題爭論的焦点，主要集中在：滇中的"一平浪煤系"及其上复的祿丰組紅层究竟属晚三迭世还是属侏罗紀？就是說，川滇地区在中生代究竟是有两套紅层和两套煤系形成呢？还是只有一套紅层和一套煤系形成？

这一問題的存在，不仅直接影响到西南区系統地質測量工作的开展，使川滇接壤地区的接图工作难以进行，而且影响到很多与中生代地层有关矿产的普查找矿工作的順利开

* 参加此項工作的人員有王子昌、李存悌、邓兴惠、李华梅、叶素娟、李兴智、石錫鈡、李宗舜等。論文編写由王子昌、李存悌、邓兴惠执笔。

表1 川滇紅层各家分层对比（参考云南地質队資料）

1939年 卞美年分层(滇)		1959 年 滇中队分层			1959 年 西昌区测队分层				1959 年 云南区测队分层			1959 年 四川区一地質队分层				1959 年 云南一地質队分层				1960 年 按古地磁的分层(滇)		
时代	分层	时代	分层		时代		分层		时代		分层	时代		分层		时代		分层		时代		分层
白堊系		中上侏罗系	J_{2-3}	清水河层	白堊系	嘉定統	K_3	雷打树层	白堊系	上祿丰統	K_5	白堊系	嘉定統	K		白堊系	石門統	K_5	香坡山組	白堊系		K
											K_4							K_4	元永井組			
											K_3							K_3	种子田組			
							K_2	小垻层			K_2							K_2	桃园組			
	石門統	下侏罗系	J_1	郝家河层			K_1	大同厂砾岩层			K_1				嘉定統			K_1	罗苴美組			
上三迭系	祿丰統	上三迭系	T_3^4	八道河层	上侏罗系	益門統	J_3	上益門組	上三迭系—侏罗系	下祿丰統	TJ_{2-5}	上侏罗系	重庆統		蓬萊鎮組	上侏罗系	永仁統	J_3^4	云龙鎮組	上侏罗統		
																		J_3^3	空渴組			J_3^3
																		J_3^2	旱谷田組			J_3^2
															下沙溪組			J_3^1	江边組			J_3^1
					中侏罗系		J_2	下益門組			TJ_1	中侏罗系	自流井統	Jt	自流井統	中侏罗系		J_2	雷布組	中侏罗統		J_2
	一平浪統		T_3^3	一平浪煤系	上三迭系—下侏罗系	白果湾統	T_3J_1	白果湾煤层	上三迭系—下侏罗系	一平浪統	舍資組	下侏罗系	香溪統	Jh_2	白田垻組	上三迭系—下侏罗系	一平浪統	$T_3J_1^3$	舍資組	下侏罗統	一平浪煤組	J_1^3
											干海子組			Jh_1	許家河組			$T_3J_1^2$	干海子組			J_1^2
											普家村組							$T_3J_1^1$	普家村組			J_1^1

展。因此在 1959 年 11 月間召开的第一次全国地层会議上，这个問題引起了有关方面的热烈爭論，并迫切要求尽速地加以解决。

据此，我們在 1960 年利用古地磁对比的方法对这个問題进行了初步的探討，供有关方面参考。

二、典型剖面的地質特点

我們选择了云南一平浪至祿丰的剖面和四川宜宾地区的四个剖面进行了对比(图 1)。

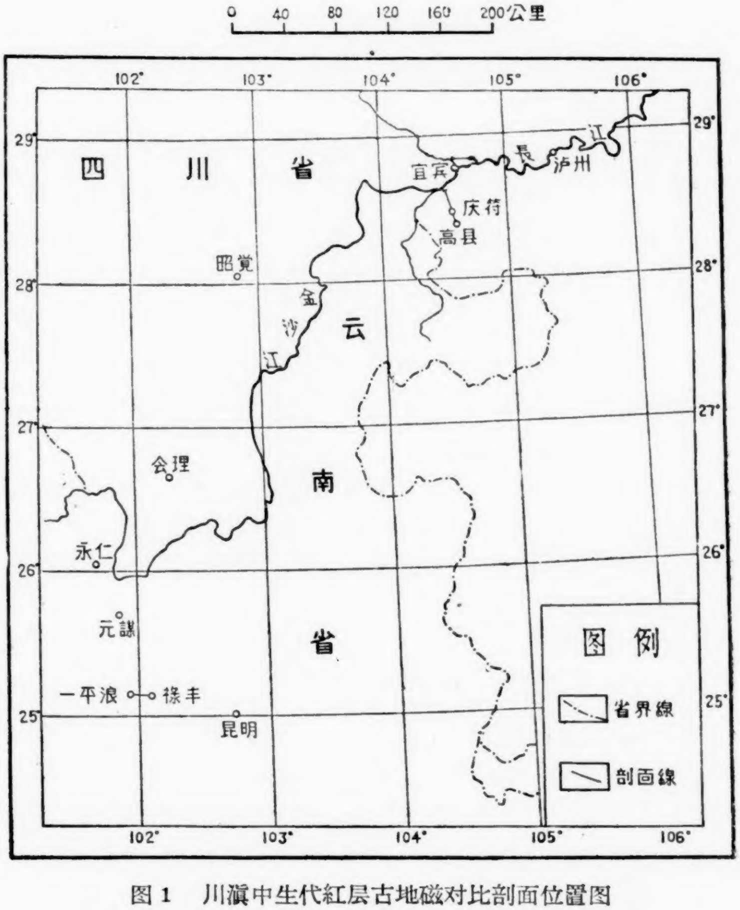


图 1 川滇中生代紅层古地磁对比剖面位置图

沿剖面均进行了分层的研究，測繪了 1:10,000 的自然剖面图及路綫地質图，同时采集了定向标本。

各剖面的地質特点分别概述如下：

1. 云南一平浪至祿丰

剖面呈东西向横切近南北向的构造走向，全長約 20 余公里，包括“一平浪煤系”的上部及其上复的全部紅层，总厚約 5,000 米左右。岩层的构造变动比較弱，傾角一般为

30°—50°，断裂不甚发育。

从一平浪到祿丰，岩层由老到新出露（参閱图 2、3）。

下部为"一平浪煤系"，主要是一套煤盆地相的砂頁岩沉积，按照云南一地質队（1959）的意見，可分为三层。下部为"普家村組"（$T_3J_1^1$），主要是中层状、灰色和黄灰色中細粒砂岩、泥砂岩及中层和薄层状深灰或黑灰色的泥質細砂岩，中夹 4—5 米厚的灰色粗粒长石石英砂岩，厚約 300 米。中部为"干海子組"（$T_3J_1^2$），主要是中厚层状黄灰色、暗灰色及灰綠色的粗砂岩和細砂岩，夹有黑色頁岩，厚約 450 米。上部为"舍資組"（$T_3J_1^3$），主要是深灰色的砂岩与灰黑色頁岩互层，頂部出現紫灰色泥岩的夹层，更向上紅色层漸增，过渡为祿丰紅层。

"一平浪煤系"之上是厚达 2,250 米的紅层，据岩性特点及接触关系，显然可分为上下两部分。我們暫把假整合以下的紅层划为侏罗系的中上部。上部紅层我們認为属白堊系。

中上侏罗統的紅层在这里整合于"一平浪煤系"之上，以紅色岩层的逐漸增多，构成同煤系之間的过渡关系。它們主要由灰色和紅色的砂岩与紅色的泥岩組成。我們同意該队的意見，把其中灰色砂岩发育的下部划为中侏罗統（J_2），厚度 880 米。把紅色和紫灰色砂岩及紅色和紫灰色泥岩发育并夹有数层泥灰岩的上部划为上侏罗統（J_3），厚度約 730 米。

白堊紀紅层的底部砾岩广泛发育，与晚侏罗世紅层之間呈明显的假整合接触，主要由棕紅色砂岩与棕紅色泥岩互层組成。与侏罗紀紅层的区别，除岩性色調不同（侏罗紀紅层主要为紫紅色，白堊紀紅层为棕紅色）外，岩层的胶結程度亦有差別。而且次生的方解石晶洞十分发育。总厚約 640 米。

沿剖面在紅色、紫灰色和棕紅色的砂岩中，共采集定向标本 76 块，其中属侏罗紀紅层的約 50 块，属白堊紀紅层的 26 块。由于适合古地磁研究的岩层（紅色砂岩）沿剖面不均匀分布，所以标本主要集中在紅色、紫灰色和棕紅色砂岩比較发育的晚侏罗世紅层的中部（J_3^2）及白堊紀紅层中。

2. 四川宜宾地区

由高县一符江一賈村、来复一双河、安阜一白沙湾四个剖面的观测，綜述如下。

剖面的下部是早侏罗世的"香溪煤系"，它假整合在三迭系嘉陵江灰岩組之上。其底部为砾岩，下部为灰色长石石英砂岩和浅黄色的鈣質泥岩夹少量碳質頁岩；上部为灰綠色厚层状的长石石英砂岩夹黑色碳質頁岩及煤层，总厚 600 米左右（参閱图 4、5）。

香溪羣之上为中晚侏罗世的紅层。下部为中侏罗世自流井組（J_2），主要是砖紅色泥岩和砂質泥岩，厚 160 米；上部为晚侏罗世重庆羣（J_3），厚度較大，約 1420 米，主要是紫紅色、灰紫色的砂質泥岩和泥岩。其下部和云南一平浪至祿丰剖面之相当层位的岩性特点相似，发育含深色矿物的长石石英砂岩，常呈厚层状夹层产出；其中部則为紅色砂岩与泥岩的互层；上部泥岩发育，夹薄层砂岩。

同样由于在剖面上适合古地磁研究的岩层不均匀分布，所采集的定向标本也主要集中在紫紅色、灰紫色砂岩比較发育的晚侏罗世重庆羣的中部（J_3^2）。

从上述剖面的地質特点来看，滇中一平浪至祿丰間岩相变化的特点同在四川宜宾地

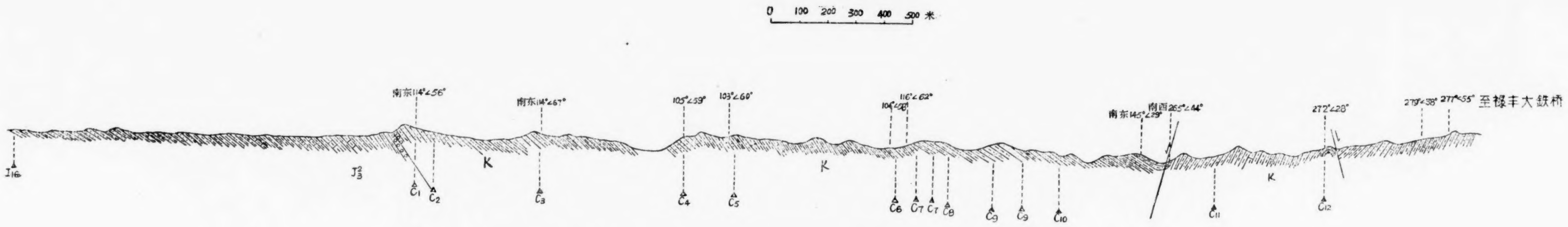


图 2　一平浪—祿丰地質剖面及标本位置(△)图(白堊系部分)

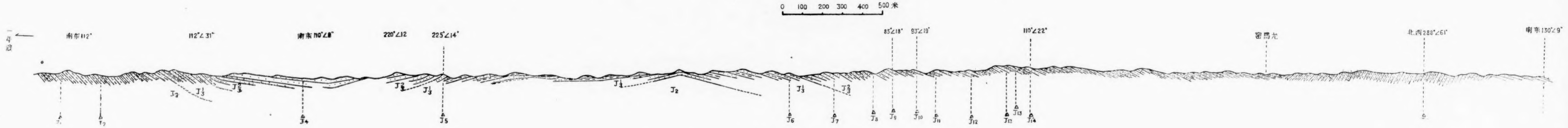


图 3　一平浪—祿丰地質剖面及标本位置(△)图(侏罗系部分)

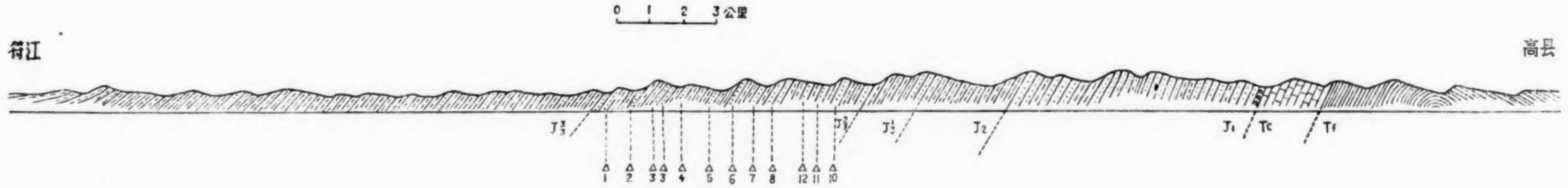
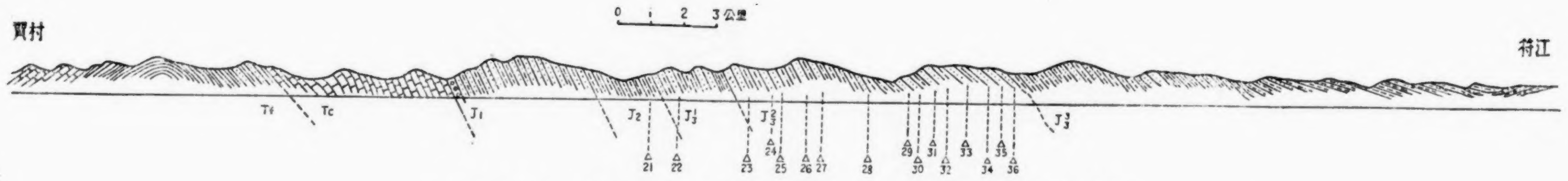


图 4　四川高县—符江間地質剖面图



Tf 飞仙关羣　Tc 嘉陵江組　J1 香溪羣　J2 自流井組　J3 重庆羣　△标本採集地点

图 5　四川賈村—符江間地質剖面图

区各剖面所看到的十分相似：下部都是暗色的砂頁岩組成的煤系，煤系之上普遍发育厚达数千米的陆相紅层。值得注意的是，紅层本身岩相的垂直变化，在川滇两地的剖面上也表現出同样的規律：紅层的最下部首先是以紫紅色砂質泥岩为主，継而向上出現灰色含多矿物的长石石英砂岩的厚层状夹层，再向上則逐漸过渡为以紅色泥岩为主；根据在宜宾地区的实际观察及云南一地質队的資料，在所謂灰色复矿質砂岩发育的层位頂部，普遍見有含叶肢介化石的薄层深綠色頁岩，由于該层較薄，分布稳定，故曾被該队作为标准层看待。因此，从野外观察到的地質現象来看，川滇两地紅层极为相似，認为它們可以相互对比，是有一定根据的。但这仅仅是对个别剖面的研究，所得結論是否符合事实，下面我們提供一些古地磁方面的資料。

三、古地磁对比的方法概述

应用古地磁方法进行地层对比，一般依据岩石的五种磁性参量：(1) 岩石的天然剩余磁化強度 (I_r)；(2) 岩石的天然剩余磁化強度的方向；(3) 岩石的磁化率 (κ)；(4) 岩石的矫頑磁力 (H_c)；(5) 岩石的居里点 (θ)。由于設备和时間的限制，这次工作中沒有进行居里点 (θ) 和矫頑磁力 (H_c) 的参量对比。

上述参量中 I_r、H_c、κ 等除与岩石形成时当地地磁場的強度有关外，还与岩石中鉄磁性矿物的成分和含量有关，而且后者往往起着更重要的作用。磁化強度的方向，通常以偏角 D 和傾角 J 来表示，只与岩石形成时当地地磁場的方向有关而与岩石中鉄磁性矿物的成分和含量无关。因此，在較大区域內进行相距較远的地层剖面的对比时，岩石的天然剩余磁化強度方向应当作为主要的对比参量。

因为沉积岩中鉄磁性矿物顆粒在成岩过程中可能受外力(例如受到上压物質的压挤)作用，所以它們的原始排列方向在鉛直面內会发生变化，因而傾角 J 的測得数值也会与原始地磁場的傾角要素稍微有些出入。所以在这种情况下，偏角 D 就成为最有意义和最可靠的对比参量。

进行古地磁对比时，岩石的磁稳定性是一个先决条件，否则这种对比就沒有什么意义。由于条件的限制，我們沒有进行各种物理因素如压力、温度、交变磁場对岩石磁性影响的試驗，从而对岩石磁稳定性給出更可靠的估計，而只对实測的参量与当地重磁化方向作了比較，粗略地对岩石磁稳定性作了估計 (图 6)。

图 6 a、b、c、d 分别表示了应用重磁化弧比較法对云南、四川各剖面上的标本进行重磁化检查的結果。从各图中可看出，表示标本天然剩余磁化方向的各点，都沒有沿各重磁化弧的方向分布的趋势。所謂重磁化弧就是把标本产地現在地磁場矢的方向轉换到岩层层面坐标后，在 Wolf 投影网上的点与該网上天然剩余磁化強度矢的平均方向所共用的大圓弧。因此，图 6 a—d 上表示各标本天然剩余磁化強度方向的点不沿此大圓弧分布的事实，就表明这些标本的天然剩余磁化強度的方向沒有或很少受到現代地磁場的影响而重新磁化。也就是說它們的磁性可以粗略地認为是稳定的。这样，我們所測得的岩石天然剩余磁化強度矢的方向，就可以标志岩石形成时当地地磁場方向，因此可以用它来进行古地磁极位置的計算和地层的对比。

測量岩石磁性所用的仪器，是我們按照 Blackett 在 1952 年所設計的类型仿制的无定

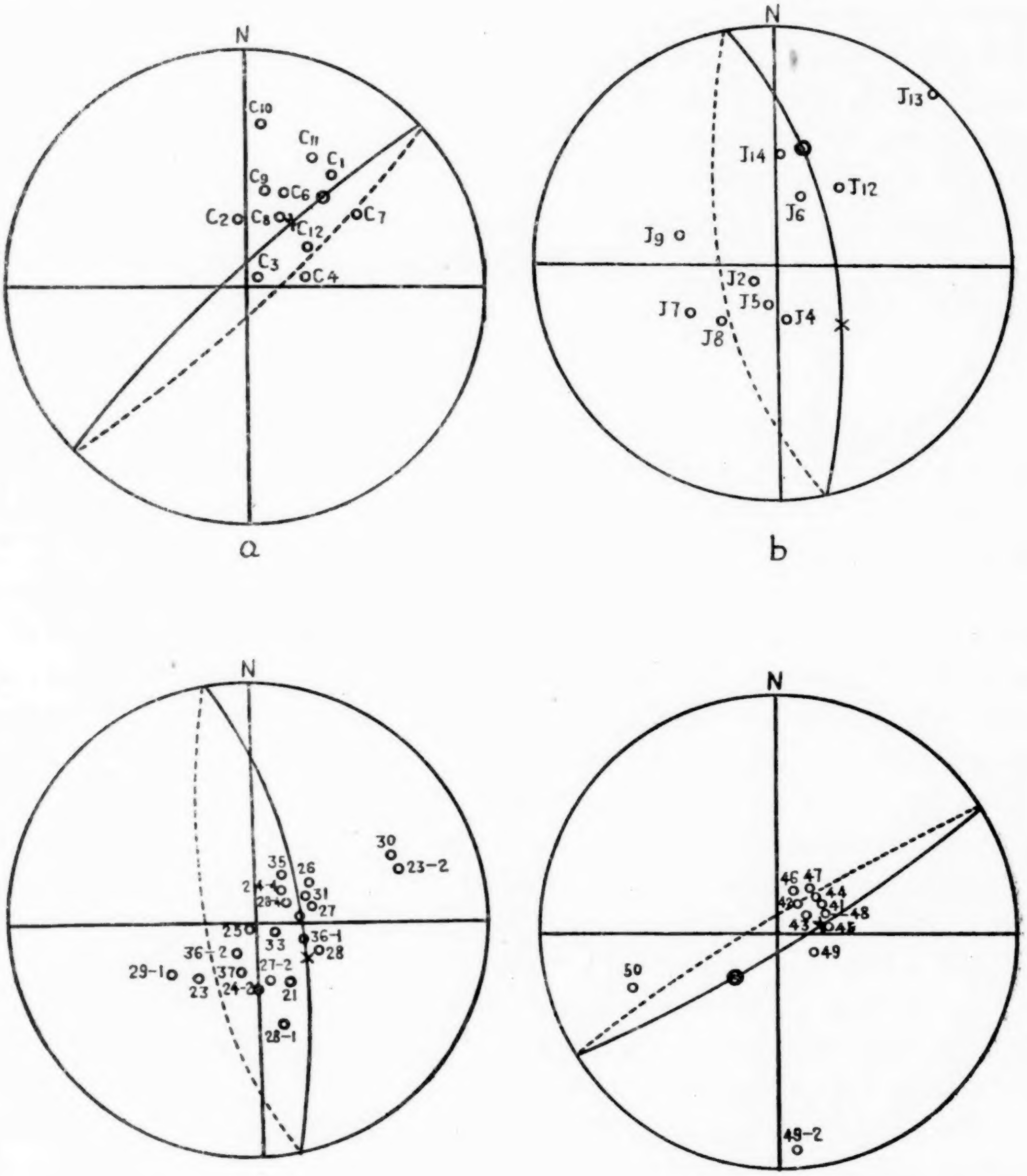


图 6　重磁化检查結果示意图

⊙現代地磁場方向　×标本的平均磁化方向　○各点标本的磁化方向(傾角向下)

a. 云南—平浪—祿丰剖面白垩系标本重磁化检査結果
b. 云南—平浪—祿丰剖面侏罗系标本重磁化检査結果
c. 四川符江—賈村剖面重庆羣标本重磁化检査結果
d. 四川来复—双河剖面重庆羣标本重磁化检査結果

向磁力仪。仪器磁系上下两磁針的距离为 10 厘米；磁針的磁矩为 12 CGSM；悬掛磁系的扭絲是鎢絲，长 29 厘米，直径为 15 微米；在灯尺和磁系相距 5 米，磁化磁場为 0.02 奥斯特，測量标本置于下磁針的一側相距 5.2 厘米时，仪器的灵敏度可达 0.3×10^{-6}—0.6×10^{-6} CGSM/毫米。

标本是加工成立方体后进行測量的。立方体的大小为 3 × 3 × 3—4 × 4 × 4 立方厘米范围之內。立方体的三組平面与野外采标本时的定向相同：分别相当岩层的层面及沿傾向和走向对层面所作的垂直面。

开始測量标本之前，首先利用各种大小(与立方体标本相当的)的标准立方形綫圈，定出仪器的格值曲綫。

标准立方形綫圈的磁矩 M 及磁化強度 I 是根据下列公式求得的：

$$M = SNi \quad 和 \quad I = \frac{M}{V},$$

这里 N——标准綫圈的匝数；S——标准綫圈之截面积；V——标准綫圈的体积；

i——用絕对电磁单位表示的电流強度。

根据不同大小的电流強度計算出的磁化強度及灯尺上相应的偏轉格数 n，即可編制仪器的格值曲綫。

測量标本时，每一立方体标本可以近似地視为一磁偶极子，使标本的中心严格地与測定格值时标准綫圈中心所在的位置一致。

沿岩层傾向、走向和垂直于层面向下方向的标本的三个稜边，分别規定为 x、y 和 z 軸。然后依次沿 x、y、z 三个軸的方向进行正向及反向六次測量，而得到沿 x、y、z 軸正向反向的六个偏轉格数 n_{x+}、n_{x-}、n_{y+}、n_{y-}、n_{z+}、n_{z-}。

标本的剩余磁化強度 I_r、磁化率 κ 以及剩余磁化強度矢的水平分量与走向綫 y 間的夹角 D' 和傾角 J 可分别依据下列公式求得：

因为

$$\varepsilon(n_{x+}) = I_{rx} + I_{ix}, \tag{1}$$

和

$$\varepsilon(n_{x-}) = I_{ix} - I_{rx} \tag{2}$$

所以

$$I_{ix} = \frac{\varepsilon[(n_{x+}) + (n_{x-})]}{2},$$

$$I_{rx} = \frac{\varepsilon[(n_{x+}) - (n_{x-})]}{2},$$

而

$$\kappa_1 = \frac{I_{ix}}{H}$$

这里 ε——格值 ($\varepsilon(n_x)$ 可以直接由图表讀出)，

I_{ix}——沿 x 方向的感应磁化強度分量，

I_{rx}——沿 x 方向的剩余磁化強度分量，

H——外加磁化磁場強度 (0.02 奥斯特)。

同理可求得 I_{ry}、I_{iy}、I_{rz}、I_{iz} 及 κ_y、κ_z。

且

$$I_r = \sqrt{I_{rx}^2 + I_{ry}^2 + I_{rz}^2},$$

$$\kappa = \frac{1}{3}(\kappa_1 + \kappa_2 + \kappa_3),$$

$$\operatorname{tg} D' = \frac{I_{rx}}{I_{ry}},$$

$$\operatorname{tg} J = \frac{I_{rz}}{\sqrt{I_{rx}^2 + I_{ry}^2}},$$

偏角 $D = A - D'$ （A 为岩层走向綫的方位角）。

对于采集于同一岩层、同一地点的 n 块标本，我們采用了平均值，即

$$\bar{I}_r = \frac{1}{n}[I_{r_1} + I_{r_2} + \cdots + I_{rn}]$$

$$\bar{\kappa} = \frac{1}{n}(\kappa_1 + \kappa_2 + \cdots + \kappa_n)$$

$$\operatorname{tg} \bar{D}' = \frac{\frac{1}{n}\sum_1^n I_{rx}}{\frac{1}{n}\sum_1^n I_{ry}}$$

$$\operatorname{tg} \bar{J} = \frac{\frac{1}{n}\sum_1^n I_{rz}}{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_1^n (I_{rx}^2 + I_{ry}^2)}}$$

剖面上各标本采集点的岩石磁性参量 κ、I_r、D、J 求出后，即可作出各参量沿剖面变化的特征曲綫。

由于采自同一地点、同一岩层甚至同一地质时期的地层剖面上的个别标本所得磁化強度方向往往并不一致，所以在計算某一地质时期的古地磁极位置时，应当首先将同一地质时期的地层剖面上所測得的若干数据，进行統計处理，其方法如下：

規定坐标系統 ξ、η、ζ 軸分別表示北向、东向和向下。設在剖面上某一地质时代岩层中采取了 N 块标本，其中第 r 块标本的磁化強度矢方向由傾角 J_r 和偏角 D_r 表示时的方向余弦是

$$l_r = \cos D_r \cos J_r,$$

$$m_r = \sin D_r \cos J_r,$$

$$n_r = \sin J_r。$$

这时，剖面的眞正平均剩余磁化強度的方向余弦的最好估計值是

$$l = \left(\sum_{r=1}^n l_r\right)\Big/ R,$$

$$m = \left(\sum_{r=1}^n m_r\right)\Big/ R,$$

$$n = \left(\sum_{r=1}^{n} n_r\right) \Big/ R$$

这里

$$R = \left[\left(\sum_{r=1}^{n} l_r\right)^2 + \left(\sum_{r=1}^{n} m_r\right)^2 + \left(\sum_{r=1}^{n} n_r\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}$$

关于这估計值的精确度問題，我們可以用一个以方向余弦为 l、m、n 的方向为軸綫的圓錐体半頂角 α 的大小来表示。設从 N 块标本所导出的磁化強度矢的眞正平均方向在圓錐体外面的概率为 P，那么按照 Fisher 的推导，α 角适合下列方程式：

$$\cos\alpha = 1 - \frac{N-R}{R}\left[p^{-\frac{1}{(N-1)}} - 1\right],$$

这里 α 經常采用 $p = 0.05$ 的信任角。

在某一地質时期岩层的平均剩余磁化強度方向已經求得，并用它的偏角和傾角表示出以后，岩层磁化的地磁偶极子的軸向就可算出。这时偏角 D 可給出过去地磁极或地极所在的方向；而傾角 J 則与过去的磁余緯或地理余緯 P 有关，这关系由偶极子磁場的磁力綫方程式示出如下：

$$\cot P = \frac{1}{2}\tan J.$$

过去的地极位置用現在的地理坐标——余緯度 a 和經度 b ——来表示时，可由下列的球面三角公式算出：

$$\cos a = \cos c \cos P + \sin c \sin P \cos D,$$

$$\sin(b-d) = \frac{\sin P \sin D}{\sin a},$$

式中 c、d 分別是标本产地的地理余緯度和經度。

因为岩层磁化的方向可能以 $(1-P)$ 的概率在信任角为 α 的圓錐体的任何位置，所以在算得的地极位置上可能存在与 α 对应的 P 的誤差 δ_p 为

$$\delta_p = \frac{\alpha}{2}(1 + 3\cos^2 P),$$

和对应于垂直方向的誤差 δ_m 为

$$\delta_m = \alpha\frac{\sin P}{\cos J}.$$

所以 δ_p 和 δ_m 分別是一个橢圓錐体的半頂角。这个圓錐体側面与地面的交綫是一橢圓。眞正地极位置在这个橢圓内的概率是 $(1-p)$。

四、各剖面磁性参量的比較

按照上述方法，我們得到了各典型剖面的磁性参量变化特征曲綫，如图 7、8、9、10、11 所示。

图 7 是云南一平浪--祿丰剖面上 J_3^2 和 K（白堊系）的岩石磁性参量变化曲綫图。可以看到，K 的岩石磁化率 κ 是在 100×10^{-6}—30×10^{-6} CGSM 的范围内变化。J_3^2 的岩石磁

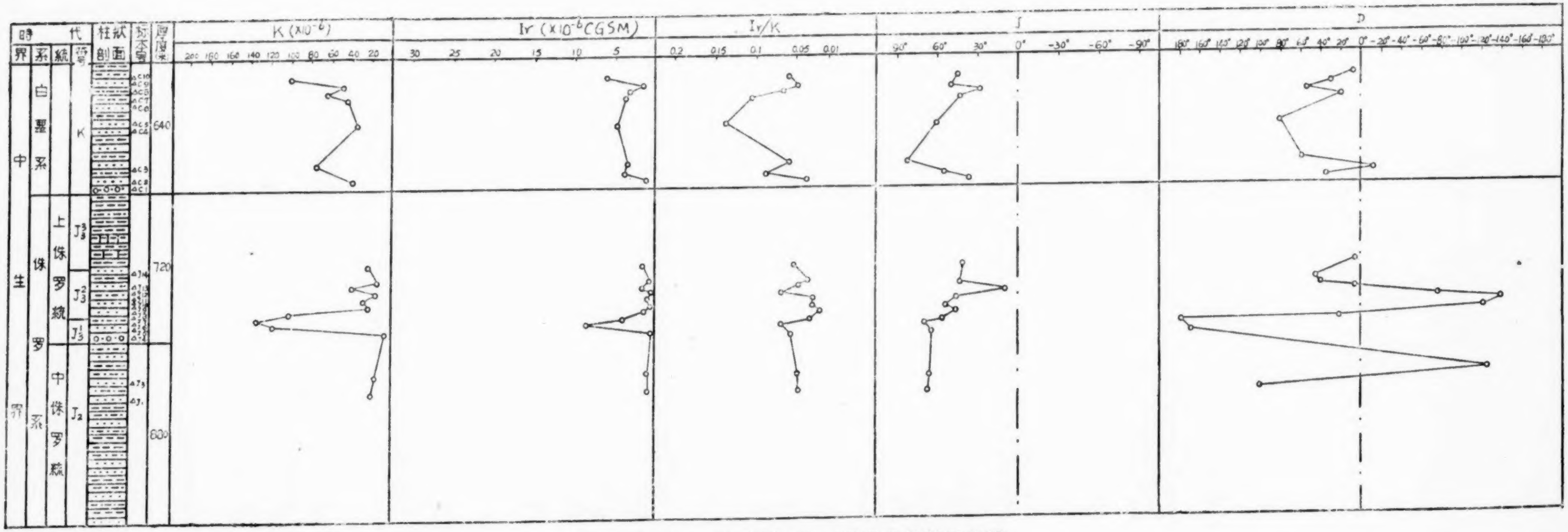


图 7 禄丰——平浪剖面岩石磁性参量特征曲线

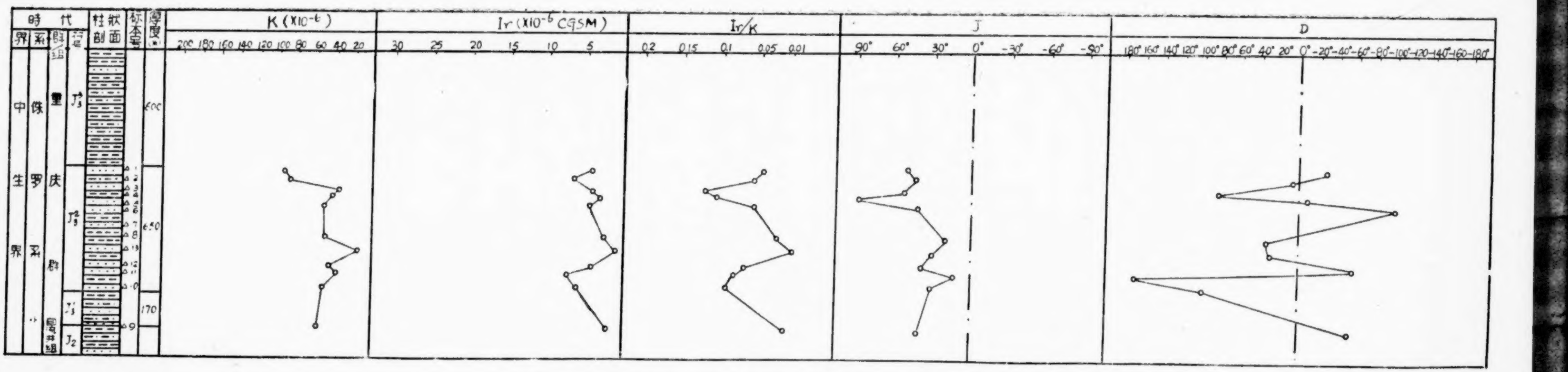


图 8　四川高县—符江剖面岩石磁性参量特征曲線

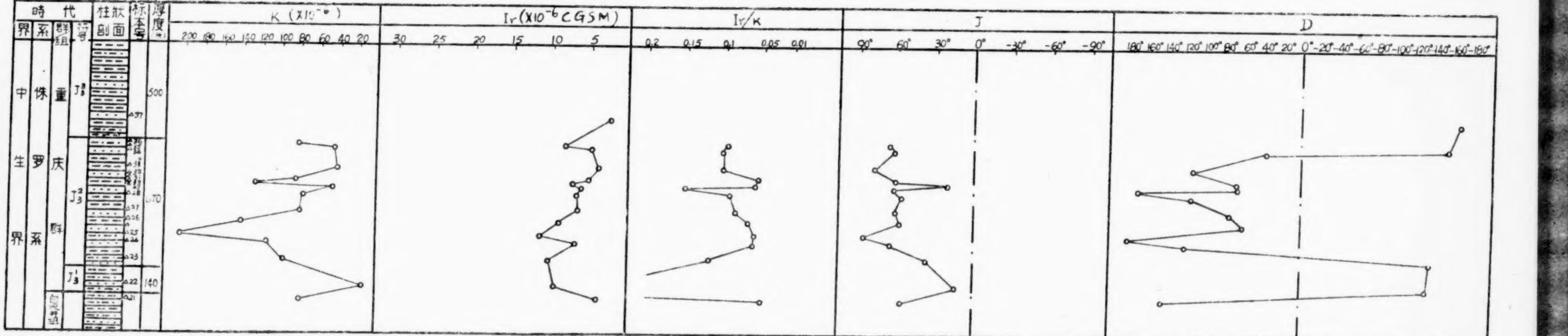


图 9　四川符江—賈村剖面岩石磁性参量特征曲線

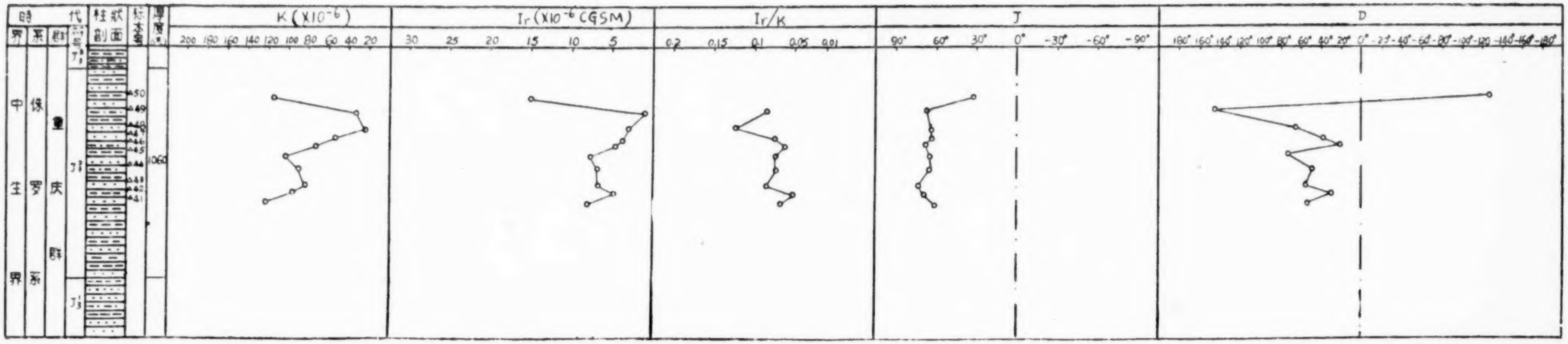


图 10　四川来复—双河剖面岩石磁性参量特征曲线

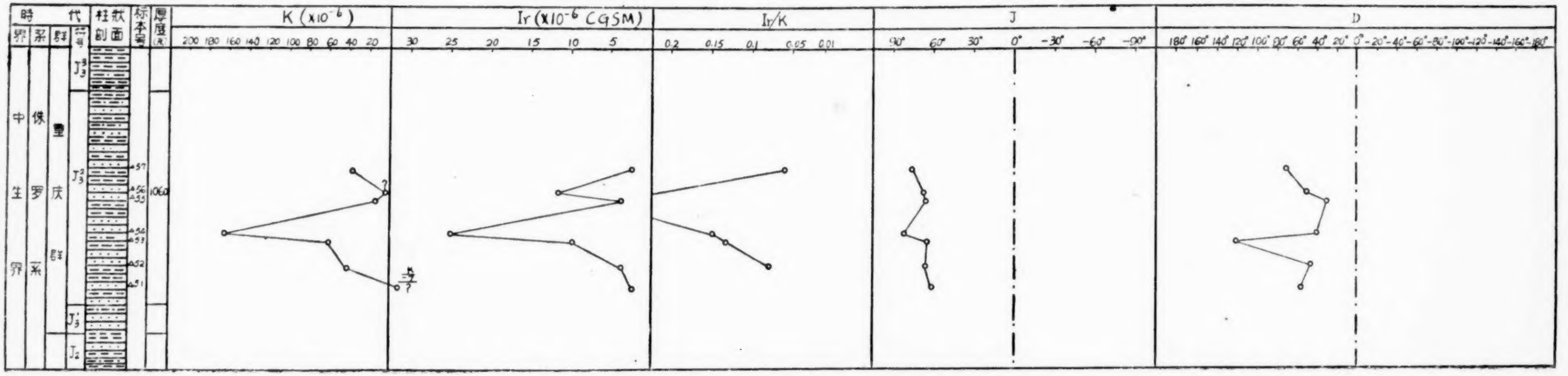


图 11　四川安阜—白沙湾剖面岩石磁性参量特征曲线

化率平均值为 20×10^{-6} CGSM，但下部出現一极大值（約 140×10^{-6} CGSM）。K 的剩余磁化強度I_r 曲綫，变化于 2×10^{-6}—6×10^{-6} CGSM 之間，比較稳定，平均值約 4×10^{-6}CGSM。J_3^2 的 I_r 曲綫則与K的曲綫特征相似，下部也出現一极大值（約 8×10^{-6} CGSM）。K剖面的 I_r/κ 值最大为 0.1，而 J_3^2 剖面的 I_r/κ 則有两个高峯，且数值相近，約为 0.07。

K（白堊系）剖面的磁傾角 J 的曲綫，变化相当平緩，上部沒有突然下降的趋势，平均值为 +44°。但 J_3^2 剖面的 J 曲綫則上部表現有下降的趋势，平均值为 60°。

K剖面的磁偏角D曲綫都是正值，变化幅度也很小，平均值为 +33°。而 J_3^2 剖面的磁偏角D值曲綫則变化較大，頂部有一突然下降的趋势，这是曲綫的明显特征。

图 8 是四川高县一符江剖面的岩石磁性参量变化曲綫，其中所示主要是 J_3^2 部分的結果。由图中可看出，磁化率 κ 的变化幅度不大，平均在 40×10^{-6} CGSM 左右，最大值为 100×10^{-6} CGSM。剩余磁化強度 I_r 变化在 1×10^{-6}—7×10^{-6} CGSM 之間，两端較高，中段下降，最小值为 1×10^{-6} CGSM。I_r/κ 曲綫的形状与 I_r 曲綫相似，但变化幅度較大，約在 0.03—0.15 之間。

磁傾角 J 的平均值为 +64°，除頂部有一上升外，曲綫的其余部分变化不大。

磁偏角曲綫在零綫左右擺动，幅度在 −100°—+170° 之間，平均值为 +46°。

图 9 是四川符江一賈村剖面上 J_3^2 的岩石磁性参量变化曲綫图。剖面的磁化率曲綫在底部有一最大值（約 190×10^{-6} CGSM），平均值为 80×10^{-6} CGSM，变化較剧烈。I_r 曲綫变化平緩，幅度在 2.5×10^{-6}—10×10^{-6} CGSM 之間，平均值为 7×10^{-6} CGSM。I_r/κ 曲綫变化也很大，范围在 0.041—0.15 之間，底部有一最大值（約 0.6）。

磁傾角 J 曲綫变化較平緩，幅度在 50°—80° 之間，底部出現一最小值（約 13°），平均值为 64°。

磁偏角D曲綫示出 J_3^2 上部是負值，中部稳定，約在 40°—60° 之間，而下部也是負值，平均值为 22°。

图 10 是四川来复一双河間剖面岩石磁性参量特征曲綫，磁化率 κ 的曲綫特征与图 9 大致相似，上部出現一最小值（約 20×10^{-6} CGSM），平均值为 90×10^{-6} CGSM。I_r 曲綫的变化很小，平均值为 5×10^{-6} CGSM。I_r/κ 曲綫上部有一最大值（約 0.165），中部变化平稳，平均为 0.07。

磁傾角 J 曲綫与图 9 的对应部分也很相似，向上有急剧減小的趋势，中部变化也很小，平均值为 69°。

磁偏角D曲綫在上部也出現負值，中部剧增为正值，且变化平緩，平均值为 53°。明显看出，当偏角为正值时，傾角 J 曲綫变化不大，而当偏角急剧轉向时，傾角也呈現相应的下降趋势。

图 11 是四川安阜一白沙湾剖面的特征曲綫，图中示出磁化率与磁化強度在中部都有一最大值（150×10^{-6} CGSM，25×10^{-6} CGSM），形状相似，平均值分別为 50×10^{-6} CGSM 和 8×10^{-6} CGSM 左右。I_r/κ 曲綫变化很大，中間有一最大值为 0.35。

磁傾角和磁偏角曲綫在整个剖面上都是正值，变化相当平緩，平均值分別是 J = 64°，D = 44°。

由四川宜宾区的四个剖面的磁性測量曲綫的特征来看，磁傾角与磁偏角的变化情况

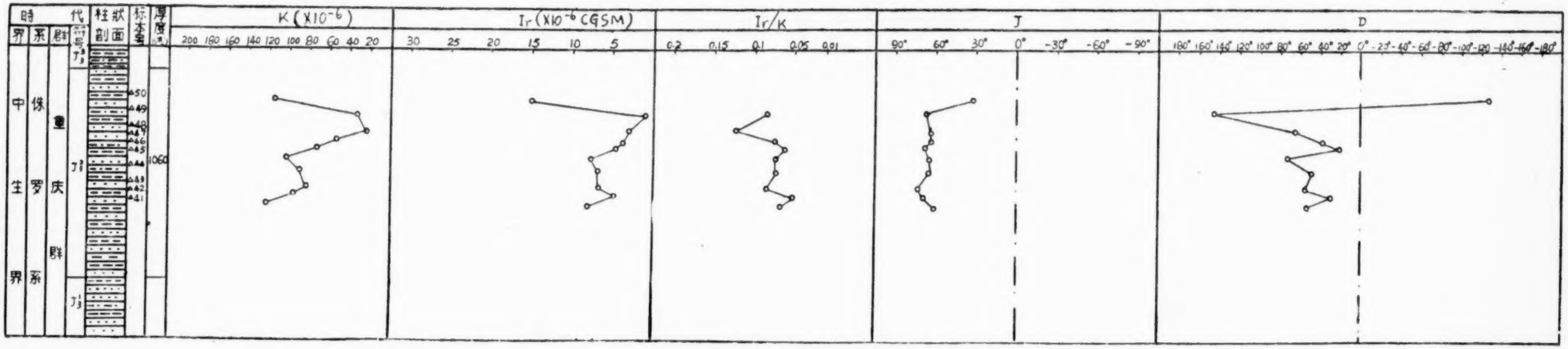


图 10　四川来复—双河剖面岩石磁性参量特征曲綫

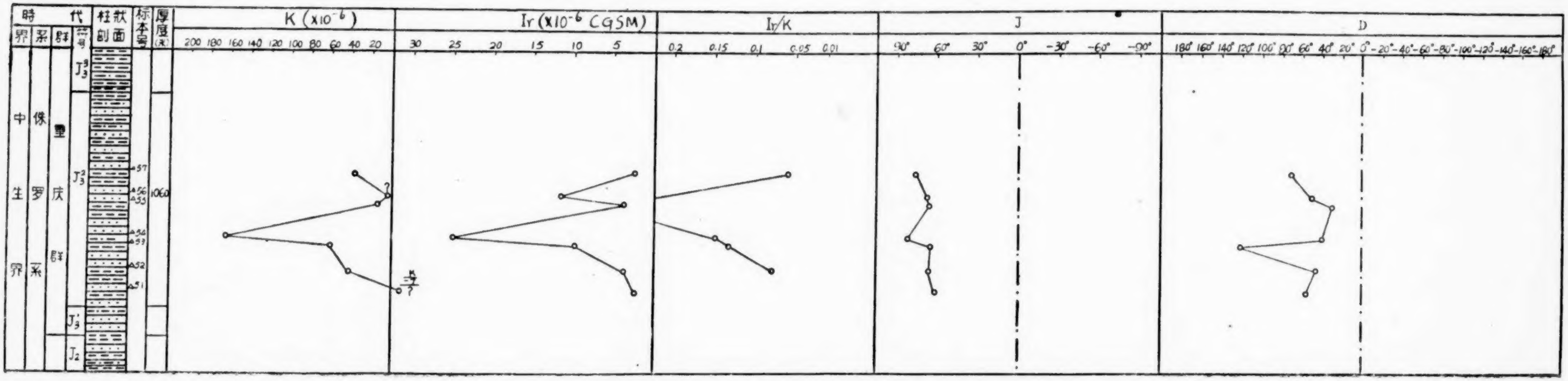


图 11　四川安阜—白沙湾剖面岩石磁性参量特征曲綫

化率平均值为 20×10^{-6} CGSM，但下部出現一极大值（約 140×10^{-6} CGSM）。K 的剩余磁化強度 I_r 曲綫，变化于 2×10^{-6}—6×10^{-6} CGSM 之間，比較稳定，平均值約 4×10^{-6}CGSM。J_3^2 的 I_r 曲綫則与K的曲綫特征相似，下部也出現一极大值（約 8×10^{-6} CGSM）。K剖面的 I_r/κ 值最大为 0.1，而 J_3^2 剖面的 I_r/κ 則有两个高峯，且数值相近，約为 0.07。

K（白堊系）剖面的磁傾角 J 的曲綫，变化相当平緩，上部沒有突然下降的趋势，平均值为 +44°。但 J_3^2 剖面的 J 曲綫則上部表現有下降的趋势，平均值为 60°。

K剖面的磁偏角D曲綫都是正值，变化幅度也很小，平均值为 +33°。 而 J_3^2 剖面的磁偏角D值曲綫則变化較大，頂部有一突然下降的趋势，这是曲綫的明显特征。

图 8 是四川高县—符江剖面的岩石磁性参量变化曲綫，其中所示主要是 J_3^2 部分的結果。由图中可看出，磁化率 κ 的变化幅度不大，平均在 40×10^{-6} CGSM 左右，最大值为 100×10^{-6} CGSM。剩余磁化強度 I_r 变化在 1×10^{-6}—7×10^{-6} CGSM 之間，两端較高，中段下降，最小值为 1×10^{-6} CGSM。I_r/κ 曲綫的形状与 I_r 曲綫相似，但变化幅度較大，約在 0.03—0.15 之間。

磁傾角 J 的平均值为 +64°，除頂部有一上升外，曲綫的其余部分变化不大。

磁偏角曲綫在零綫左右摆动，幅度在 −100°—+170° 之間，平均值为 +46°。

图 9 是四川符江—賈村剖面上 J_3^2 的岩石磁性参量变化曲綫图。剖面的磁化率曲綫在底部有一最大值（約 190×10^{-6} CGSM），平均值为 80×10^{-6} CGSM，变化較剧烈。I_r 曲綫变化平緩，幅度在 2.5×10^{-6}—10×10^{-6} CGSM 之間，平均值为 7×10^{-6} CGSM。 I_r/κ 曲綫变化也很大，范围在 0.041—0.15 之間，底部有一最大值（約 0.6）。

磁傾角 J 曲綫变化較平緩，幅度在 50°—80° 之間，底部出現一最小值（約 13°），平均值为 64°。

磁偏角D曲綫示出 J_3^2 上部是負值，中部稳定，約在 40°—60° 之間，而下部也是負值，平均值为 22°。

图 10 是四川来复—双河間剖面岩石磁性参量特征曲綫，磁化率 κ 的曲綫特征与图 9 大致相似，上部出現一最小值（約 20×10^{-6} CGSM），平均值为 90×10^{-6} CGSM。I_r 曲綫的变化很小，平均值为 5×10^{-6} CGSM。I_r/κ 曲綫上部有一最大值（約 0.165），中部变化平稳，平均为 0.07。

磁傾角 J 曲綫与图 9 的对应部分也很相似，向上有急剧減小的趋势，中部变化也很小，平均值为 69°。

磁偏角D曲綫在上部也出現負值，中部剧增为正值，且变化平緩，平均值为 53°。 明显看出，当偏角为正值时，傾角 J 曲綫变化不大，而当偏角急剧轉向时，傾角也呈現相应的下降趋势。

图 11 是四川安阜—白沙湾剖面的特征曲綫，图中示出磁化率与磁化強度在中部都有一最大值（150×10^{-6} CGSM，25×10^{-6} CGSM），形状相似，平均值分别为 50×10^{-6} CGSM 和 8×10^{-6} CGSM 左右。I_r/κ 曲綫变化很大，中間有一最大值为 0.35。

磁傾角和磁偏角曲綫在整个剖面上都是正值，变化相当平緩，平均值分别是 J = 64°，D = 44°。

由四川宜宾区的四个剖面的磁性测量曲綫的特征来看，磁傾角与磁偏角的变化情况

相当一致。磁偏角曲綫的变化情况，除高县—符江剖面外，其他三个剖面都表現有：当偏角为正值时傾角变化也平緩，平均都在 60° 左右；当偏角发生急剧轉向时，傾角也相应急剧下降等特点。剩余磁化強度 I_r 曲綫，除安阜—白沙湾剖面外，其他均变化平緩。I_r/κ 值的曲綫也都出現两次高峯。依据这些共同特征，四川宜宾地区几个剖面本身大体是可以对比的。所以野外的分层和对比可能是正确的。

进一步对比云南一平浪—祿丰剖面与四川各剖面的磁性特征曲綫，可以看出，J_3^2 的磁傾角变化曲綫特征相当一致，并且傾角平均值也都在 60° 左右(相反，一平浪—祿丰剖面上K的平均磁傾角值只 44° 左右)。另外，四川各剖面与云南一平浪—祿丰剖面的偏角和傾角在上部均有急剧轉向和下降的趋势，而云南的K剖面却未見这种特征。由此可見，野外观察时所作的分层与对比是接近于实际情况的。四川地区的 J_3^2 层只能与云南的 J_3^2 紅层对比，而不能与K紅层对比。

五、古地磁极位置的計算結果

根据各剖面上磁傾角和磁偏角的平均值算出的古地磁极位置如图 12 所示。

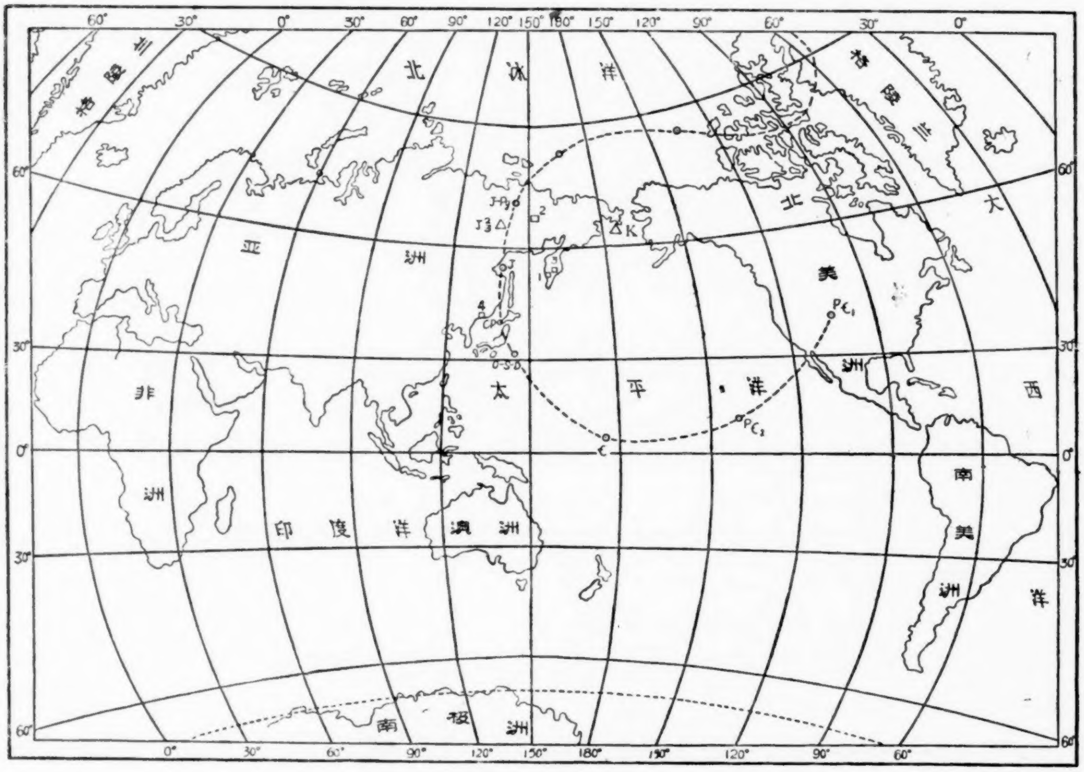


图 12 古地磁极位置示意图

J_3^2△ 云南祿丰——平浪侏罗紀紅层剖面的古地磁极位置

K△ 云南祿丰——平浪白堊紀紅层剖面的古地磁极位置

1□、2□、3□、4□ 分别根据四川宜宾区高县—符江、符江—賈村、来复—双河、安阜—白沙湾侏罗紀紅层剖面的标本得到的古地磁极位置(其中 2 □ 的可信度最大)

⊙----苏联学者根据外国的古地磁資料綜合所得各时代的古地磁极位置及其变化路綫

同时，我們考虑并計算了說明所得結果精确度的信任角 α 及对应的可能誤差 δ_p 和 δ_m，如表 2 所列。

表 2　各剖面标本的平均剩余磁化强度的方向

剖面地点及年代		剩余磁化強度方向		古地磁极位置		精确度的估計		
		傾角(I)	偏角(D)	余緯(a)，	經度(b)，	信任角 α，	δ_p，	δ_m，
云南一平浪一祿丰	K	44°30′	33°	29°42′	186°	18°6′	14°7′	22°49′
	J_3^2	64°	21°24′	26°	138°30′	33°	40°46′	53°10′
四川 J_3^2	高县一符江	64°	46°	39°	157°	39°12′	44°18′	64°
	符江一買村	64°	22°	23°48′	152°40′	7°42′	9°40′	12°18′
	来复一双河	69°12′	53°36′	49°12′	135°	16°48′	28°30′	30°48′
	安阜一白沙湾	64°	44°	38°36′	154°	17°12′	21°48′	27°30′

由图 12 及表 2 所得結果可見，四川四个剖面 J_3^2 的古地磁极位置一致，都分布在北太平洋西部靠近亚洲大陆的地区。据信任角来看，其中以符江一買村的結果最为可靠（它的 α 值最小）。所以四川 J_3^2 时期古地磁极位置最可靠的坐标是余緯 24°，东經 150°。由云南 J_3^2 剖面所得古地极位置是余緯 26°，东經 139°，而 K 剖面的古地极位置則是余緯 40°，西經 173°。由此可見，四川 J_3^2 紅层形成时期的古地极位置与云南 J_3^2 紅层形成时期的古地极位置相当接近，而云南 K 紅层形成时期的古地极位置则明显地較为偏东。

图 11 还表示了苏联 A. H. Храмов[5] 在 1958 年所发表的資料，他把从 1951 到 1957 年将各国古地磁研究所得出的古地极位置进行了綜合，作出了可能的移动路綫。由图上可見，他所得的侏罗紀的古地极位置与我們实际測量的結果是接近的，大約在余緯 23°、东經 143° 地区。同时，他所得出的古地极位置自侏罗紀以后向东移动这一結果，也和我們所測得的白堊紀古地极位置比侏罗紀古地极位向东偏移的結果相一致。但緯度的誤差較大，需进一步研究。

六、簡短的結論

根据上述事实，不論从野外的地質观测或者从系統的古地磁研究来看，四川和云南的中生代陆相紅层，基本上是在同一地質时期开始形成的，两地紅层之下的煤系基本上是相当的。

根据目前大部分区域地質以及地层古生物和古地磁研究的資料，川滇地区上述煤系（或煤組）的形成时期应当是早侏罗世；紅层开始形成的时期大概是中侏罗世，这时古地极的位置大約在現代地理坐标的北緯 65°，东經 145° 地区。侏罗紀以后川滇地区的中生代盆地曾普遍經历一短暂的上升阶段。白堊紀时复又沉陷，形成了新的紅层沉积，这时的古地极位置明显地向东迁移。

参　考　文　献

[1]　卞美年：(1941)，云南之"紅色地层"。中国地質学会志第 21 卷，2—4 期。
[2]　楊鍾健：(1941)，云南祿丰上三迭紀恐龙之一新种。中国地質学会志第 21 卷，2—4 期。
[3]　楊鍾健：(1939)，祿丰恐龙之初步观察。地質論評第 4 卷第 2 期。
[4]　黄汲清：(1945)，中国之主要地質构造单位。地質出版社。

[5] А. Н. Храмов, Палеомагнитная корреляция осадочных толщей. Гостоптехиздат, 1958.
[6] 王子昌等：(1960)，应用中国岩石天然剩余磁性测定古地极位置的初步結果。地球物理学报，第9卷第2期。

КОРРЕЛЯЦИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ТОЛЩЕЙ МЕЗОЗОЯ В СЫЧУАНЬ И ЮНЬНАНЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Ван Цзы-чан, Ли Чунь-ти, Дэн Син-хуэй

(Резюме)

Вопросы о возрасте и корреляции красноцветных толщей мезозоя в Сычуань и Юньнане являлись спорными и нерешенными в длительное время. В 1960 г. на основе обобщения имеющихся геологических данных исследования типичных геологических разрезов в поле авторы, используя палеомагнитный метод, провели предварительное изучение вышеуказанных вопросов. Полученные результаты показали, что во время образования красноцветных толщей положения палеогеографических полюсов, установленных определением образцов пород мезозойских красноцветных толщей в Сычуань и в Юньнане, очень близки, т. е. находятся вблизи области географических координат: СШ 65°, ВД 145°. Сравнив с имеющимися данными, это положение находится, возможно, в пределе области палеомагнитных полюсов юрского периода. Таким образом, авторы статьи считают, что мезозойские красноцветные толщи в Сычуань и Юньнане (луфэнская свита, цзылюцзинская свита, цонцинская серия) возможно относятся к отложениям юры. В связи с этим стратиграфическое положение луфэнской красноцветной толщи и ипиньланской угленосной толщи в Юньнане, раньше отнесших к верхнему триасу, повидимому, должно быть выше.

第41卷 第3-4期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 3-4
1961 年 12 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

云南东南部几个三迭系剖面的探討

陈楚震　梁希洛　李蔚秾

云南东南部三迭紀地层，早在 1912 年，即經法人 J. 德普拉調查；以后，还有我国地質学家及古生物学家孟宪民、尹贊勛、許德佑、王竹泉、路兆洽、张席禔以及法国地質学家 J. 弗洛馬热等，在此地做过工作，他們討論了关于地层、古生物等問題。其中尹贊勛、許德佑在古生物方面做了系統的研究。

1959 年 7 月，梁希洛、陈楚震、李蔚穠曾对滇东南一带三迭紀地层进行了調查。其中还有云南省有关地質部門周金鈡、唐蓮英与田瑞玉同志，配合我們一起参加了野外工作。由于工作地区断裂太多，同时露头不好，使我們无法在一个地点測得完整的剖面。因此，只好在丘北洗馬塘地区新农庄、大竹菁、仙員井一带，开远烏格附近，箇旧火把冲三个地点，分别测量了下三迭統、中三迭統、上三迭統四个剖面。

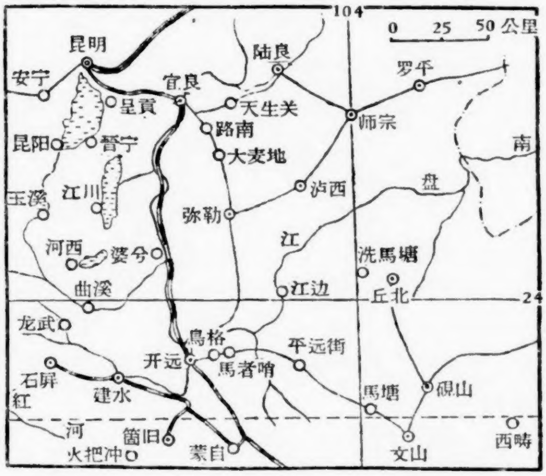


图 1　工作地区地理位置图

現在把野外观察的实际材料和化石初步鉴定結果，报导如下。

一、剖 面 叙 述

（一）新农庄南水庫附近剖面

新农庄属丘北县第五区，是龙戛新庄西面的一个小村落，西距洗馬塘約 6 公里。在这里我們測量了下三迭統下部洗馬塘組的岩层。剖面起自村南面的水庫。自上而下出露的

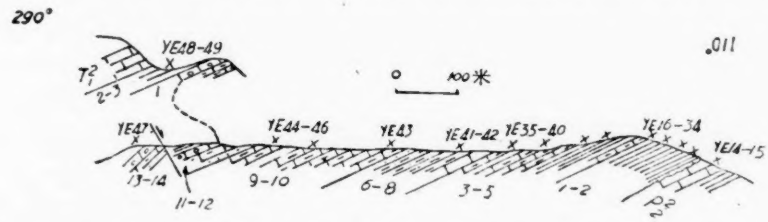


图 2　丘北洗馬塘地区新农庄南水庫附近下三迭統洗馬塘組剖面
P_2^2 长兴組，1—14 洗馬塘組，T_1^2 永宁鎮組。

层次如下:

洗馬塘組:

14. 深灰色厚层鲕状石灰岩，于 YE 47 层采得下列化石，瓣鰓类: *Anoplopbora* sp., *Claraia* sp., 腹足类: *Loxonema* sp.

13. 灰綠色泥岩、粉砂岩，夹灰色石灰岩。正断层

12. 深灰色厚层鲕状石灰岩，具縫合綫构造，含腹足类碎片　厚 10.4 米。

11. 灰綠色泥岩，粉砂岩，夹灰色薄层石灰岩　厚 23.0 米。

10. 紫色泥岩，局部成黃色。部分为浮土掩盖，在下列三层 (YE 44, YE 45, YE 46) 采得瓣鰓类化石有: *Claraia* cf. *stachei* (Bittner), *C.* sp. nov.　厚 150.7 米。

9. 黃色泥岩，局部含砂岩，含瓣鰓类化石 (YE 43) *Claraia* sp.　厚 10.3 米。

8. 灰綠色薄层粉砂岩，常显球状剝落　厚 27.0 米。

7. 灰綠色薄层钙质粉砂岩，夹砂质泥岩和灰色薄层石灰岩，在其中二层內采得瓣鰓类化石: (YE 42): *myoconcha* sp., (YE 41): *Eumorphotis*(?) sp., *Claraia* sp.　厚 29.4 米。

6. 灰色厚层石灰岩，风化面黃色或青灰色　9.4 米。

5. 灰綠色泥岩，风化后显黃綠色，部分掩盖，中上部 (YE 40, YE 39, YE 38) 采得瓣鰓类化石: *Claraia wangi* (Patte), *C.* sp.　厚 79.4 米。

4. 黃色頁岩，局部含砂质，在下列三层 (YE 37, YE 36, YE 35)內采得化石有: 瓣鰓类: *Claraia wangi* var, *minor* (Yin et, Hsü); 介形类: *Hollinella tingi* (Patte)　厚 17.2 米。

3. 青灰色薄层泥灰岩，夹灰綠色钙质泥岩，采得下列瓣鰓类化石 (YE 34, YE 33): *Claraia* sp.　厚 4.3 米。

2. 黃綠色頁岩，局部含鉄质，风化后显黃色，采得下列化石:

(YE 30) *Lingula tenuissima* Broun
(YE 28) *Myoconcha* sp.
Claraia cf. *kilenensis* (Spath)
Eumorphotis cf. *venetiana* (Hauer)
(YE 27) *Oxytona scythicum* wirth
Myoconcha cf. *roemeri* Eck
(YE 26) *Claraia yunnanensis* (Yin et Hsü)
(YE 25) *Oxytona* cf. *scythicum* wirth
(YE 22, YE 23, YE 24) *Claraia wangi* var, *minor* (Yin et Hsü)
(YE 20) *Claraia* sp.　厚 62.30 米

1. 黃色砂质頁岩，黃綠色頁岩，风化后成碎片，采得瓣鰓类化石:

(YE 19) *Claraia wangi* var. *minor* (Yin et Hsü)
(YE 18) *C.* sp.
(YE 17) *Anoplophora* sp.
(YE 16) *Oxytoma scythicum* wirth
Bakevellia costat (Schlothiem)
Eumorphotis sp.
Claraia sp.　厚 11.8 米。

假　整　合

下伏地层: 上二迭統长兴組，含下列化石:

腕足类：(YE 15) *Schizophoria* sp.

䗴类：(YE 14) *Palaeofusulina* sp.

因断层关系，在本剖面东約500米，又自层12之上作一补充剖面，自上而下层次如下：

上复地层是永宁鎮組灰色薄层具虫状結构石灰岩。

3. 紫色、黄色頁岩，风化后成碎片状，含腕足类化石 (YE 49) *Lingula* sp.　　厚 17.2 米

2. 黄色泥岩，含下列化石 (YE 48) 腕足类：*Lingula* sp.；瓣鳃类：*Eumorphotis*? sp. [cf. *Eu. multiformis* (Bittner)]　　厚 6.6 米

1. 深灰色厚层石灰岩，局部含鲕状結构

另外，在洗馬塘东南約500米山坡，相当上述剖面层10的层位的紫色泥岩中，采得下列瓣鳃类化石 (YE 50)：*Claraia clarai* (Emmrich), *C. extrema* (Spath)

上述剖面从岩性上看，下部（1—6层）以頁岩为主，上部（7—12层）多粉砂岩，并夹有鲕状石灰岩。所含化石羣，自下而上均以各种的 *Claraia* 为特征，时代属早三迭世当无异議。层1与下伏含䗴类和古生代腕足类的长兴組，頂部为灰黄色矽質层夹灰綠色頁岩，接触处有紅色泥状物。表示两者之間有一个間断，为假整合接触。

（二）大竹箐附近剖面

大竹箐在丘北县东30公里，西距洗馬塘2公里。附近出露地层，大部分为下、中三迭統石灰岩、白云質灰岩，向北西10°傾斜，傾角20°左右。剖面测自大竹箐南面山峯，向北到大路。岩层出露次序自上而下是：

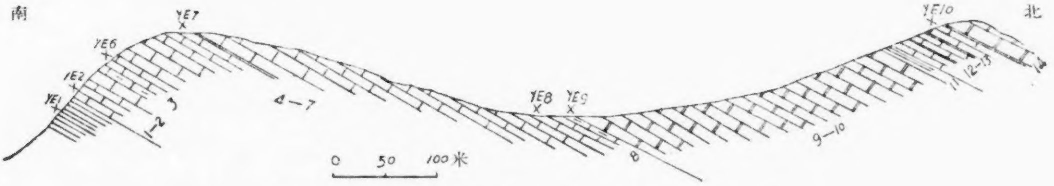


图3　丘北洗馬塘地区大竹箐附近下、中三迭統剖面

1—8 永宁鎮組；　9—13 箇旧組；　14 法郎組下部

14. 灰色中厚层白云質灰岩，大部分为浮土掩盖。

箇旧組：

13. 深灰至灰黑色薄层石灰岩，含灰色燧石結核或条带，頂部采得瓣鳃类化石 (YE 10)：*Velopecten* cf. *albertii* Goldfuss　　厚 35.7 米。

12. 灰色薄层白云質石灰岩，局部含角砾状結构　　厚 6.9 米。

11. 黄色、浅綠色、灰色頁岩，含粘土质，局部夹灰白色燧石条带。风化后层次不清，或呈碎片状　　厚 12.6 米。

10. 白色厚层白云質石灰岩　　厚 67.8 米。

9. 灰色（微带紅）、灰白色厚层白云質石灰岩，风化面黑色，具显著的溶蝕沟紋　　厚 128.3 米。

永宁鎮組：

8. 灰黑色薄层泥質石灰岩，具蠕虫状結构；风化后显頁岩状，黄色，采得下列化石 (YE 9)：

瓣鳃类：*Myophoria laevigata* var. *Ovata* Philippi

M. laevigata var. *elongata* philippi

Myalina sp.

Bakevellia costata (Schlotheim)

Gervillia sp.

菊石类：*Tirolites spinosus* Mojsisovicus

Clypeoceras sp.

瓣鰓类：(YE 9a) *Eumorphotis* sp.

腹足类：*Loxonema* sp. 厚 6.8 米。

7. 浅灰色（微紅）中厚层状石灰岩，局部有縫合綫构造，頂部采得瓣鰓类化石（YE 8）："*gervillia*" cf. *pannonica* Bittner 厚 106.4 米。

6. 灰黑色薄层稍結晶石灰岩，底部采得瓣鰓类化石，（YE 7）：*Entolium discites* (Schlothiem) *Anoplophora* sp. 厚 2.8 米。

5. 浅灰色微紅中厚层石灰岩，多方解石脉，夹薄层状石灰岩 厚 12.6 米。

4. 深灰、灰紫色中厚层石灰岩，局部具縫合綫构造，风化后有时显薄层状 厚 45.2 米。

3. 灰黑色薄层状灰岩，局部含泥質，风化后表面显蠕虫状結构，采得瓣鰓类化石（YE 6）：*Entolium discites microtis* (Bittner) *Bakevellia* sp. 厚 31.0 米。

2. 灰色厚层石灰岩，局部呈紫紅色 厚 1.1 米。

1. 灰色厚层石灰岩，风化后成薄层状，有时夹灰色泥質灰岩薄层，具蠕虫状結构。采得下列瓣鰓类化石（YE 2）：*Velopecten*(?) sp. 厚 19.0 米。

下伏地层：洗馬塘組黃綠色頁岩，含 *Eumorphotis* sp., *Claraia* sp. (YE 1) 等瓣鰓类化石。

另外，在大竹箐北約 5 公里仙員井附近，层 14 以上出露岩层，其层自上而下如次：

5. 灰色、灰白色块状質純的石灰岩，采得下列化石（YE 50a）：

珊瑚类：*Corwenia*? sp.；腹足类：*Trachydomia* sp.

断层

4. 灰色厚层白云質灰岩，白云岩 厚 195.8 米。

3. 灰色微紅厚层白云質灰岩，白云岩，局部呈角砾岩，风化面黑色 厚 599.8 米。

2. 深灰色厚层白云質灰岩，风化后易成碎块状 厚 229.7 米。

箇旧組：

1. 深灰色中厚层含燧石結核的石灰岩

分析上述剖面，可以知道，层 1—8 含有 *Tirolites spinosus, Entolium disciter microtis* 等化石，应該代表早三迭世晚期沉积；层 9—13 多白云質沉积，化石稀少，但从沉积相来看，似与含 *Tirolites* 层可以区分。因此，暂以层 9 作为下中两統的分界，层 9 以上全归入中三迭統。仙員井附近的剖面中，层 2—4 厚 1,025 米，全为白云質灰岩，未見化石，暂时归入中三迭統上部，或可与黔西南区的竹杆坡組相当。层 5 含有 *Trachydomia, Corwenia*(?) 等石炭二迭紀的化石，与层 4 两者間应为断层接触。

（三）火把冲至飞姑間剖面

火把冲在箇旧市西南約 25 公里，是"火把冲煤系"标准地点，但附近浮土掩盖甚多，同时煤系上下均与箇旧組呈断层接触，无法寻得一个完整的剖面。因此，我們只能在火把冲北至飞姑間，測制了火把冲組上部的一段，自上而下岩层的次序是：

14. 灰色薄层石英质砂岩，灰黑色砾岩夹劣质煤层。本层之上全为浮土掩盖　　厚 8.5 米。
13. 浮土掩盖　　厚 32.6 米。
12. 灰綠色薄层細砂岩，灰黑色頁岩。局部含碳质，夹鉄质結核。风化后黃色。頂部产瓣鰓类化石，(YE 57)：*Myophoria* cf. *napengensis* Healey, *M.* sp., *Myophoriopis* sp., *Burmesia liarta* Healey　　厚 34.0 米。
11. 灰色厚层石英砂岩，局部成砾岩　　厚 4.5 米。
10. 灰黑色頁岩，风化面紅黃色，采得瓣鰓类化石，(YE 56)：*Gervillia* cf. *rhomboidalis* Hsü, *Volsella* sp.; (YE 55)：*Anatina*(?) (*Cerco mya*) *boulei* Patte　　厚 7.0 米。
9. 灰綠色中厚层至薄层細砂岩，暗綠色泥岩，夹碳质頁岩。局部砂岩含砾岩，呈砾岩状，产瓣鰓类化石 (YE 54)：*Nuculana* cf. *yunnanensis* Reed, *Myophoria verbeeki* var. *curta* Reed, *Gervillia praecursor* Quenstedt, *Hoernesia filosa* Healey, *Lopha* aff. *haidingeriana* (Emmrich) (n. sp. ?), *Lopha* sp., *Anatina*(?) (*Cercomya*) *boulei* Patte　　厚 15.4 米。
8. 暗綠色泥岩，夹碳质頁岩，采得下列化石(YE 53)：瓣鰓类：*Gervillia* sp., *Hoernesia* sp., *Lopha* sp., *Anatina*(?) (*Cerco mya*) *boulei* Patte; 腕足类：*Lingula* sp.　　厚 2.5 米。
7. 灰色中厚层石英质砂岩　　厚 10.0 米。
6. 灰黑色、灰綠色泥岩，夹灰白色頁岩和厚約 0.1 米的煤一层。采得下列瓣鰓类化石，(YE 52)：*Anoplophora* cf. *postera* (Fraas), *Anoplophora* sp., *Anatina*? (*Cercomya*) *boulei* Patte　　厚 16.7 米。
5. 黃色薄层細砂岩，夹灰色頁岩，灰白色石英砂岩　　厚 12.5 米。
4. 灰色中层石英砂岩，夹两层砾石质砂岩　　厚 3.7 米。
3. 黃色薄层細砂岩，夹灰黃色頁岩，产下列化石 (YE 51)：　腕足类：*Lingula* sp.; 瓣鰓类：*Anoplophora maumuensis* (Reed)　　厚 2.4 米。
2. 灰色中层石英砂岩，頂部含砾石，成砾岩，砾石由黑色燧石組成　　厚 3.7 米。
1. 灰黃色、黃色薄层含云母片的細砂岩，夹灰黑色頁岩，或与黃綠色頁岩成互层。局部出現砾岩质砂岩的透鏡体。风化后微显紅色　　厚 30.4 米。

此外，在本剖面之东南山坡，在灰黑色、灰綠色泥岩，細砂岩露头中，采得下列頗有意义的瓣鰓类化石，(YE 80)：*Muculana* sp., *Myophoria* sp., *Lirna* cf. *subpunctata* Orbigny, *Halobia* aff. *fallax* Mojsisovics, *Burmesia lirata* Healey; (YE 77)：*Burmesia* cf. *lirata* Healey

上述剖面所含 *Burmesia lirata, Hoerneria filosa, Myophoria* cf. *napengensis* 等，都是火把冲組中特有化石，因此，代表火把冲組一部分岩层当无疑問。YE 80 化石中 *Burmesia* 与 *Halobia* 共生，証明前者地质时代可至諾利克期。

（四）都督味至矣那味間剖面

都督味是开远县西南 18 公里处的一个村落，西距鳥格 2.5 公里。附近箇旧組形成峻岭或陡崖。拉丁尼克期、卡尼克期、諾利克期的砂頁岩，常成緩坡。岩层向北西—西傾斜，傾角 25° 左右。

剖面測自都督味至矣那味之間，自上而下的层序是：

16. 灰色薄层石灰岩，局部稍有变质
15. 紫紅色砂质頁岩，夹紫灰色、黃色、綠色泥岩，局部稍变质，頁岩显千枚状，产瓣鰓

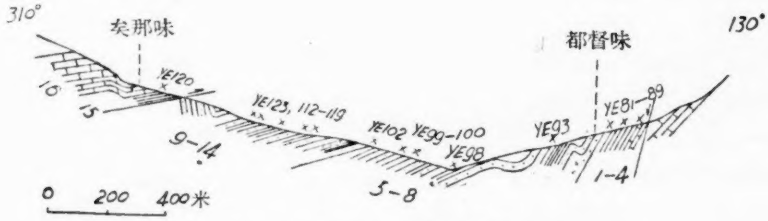


图 4 开远鳥格都督味至矣那味間三迭系剖面

1—4 法郎組; 5—8 鳥格組; 9—14 火把冲組; 15—16 下三迭統

类化石，(YE 120): *Anoplophora fassaensis* (Wissmann) 厚約 60.0 米。

逆掩断层

火把冲組:

14. 灰黃色、灰白色薄层中粒砂岩，风化甚剧，未見原岩顏色，上部夹黃色頁岩，采得下列瓣鰓类化石，(YE 119): *Gervillia* cf. *parecursor* Quenstedt, *G.* sp.; (YE 118): *Anatina*(?) (*Cercomya*) *boulei* Patte; (YE 117): *Gervillia*(?) sp. 厚 70.6 米。
13. 灰色中厚层、薄层細砂岩，砂質頁岩；砂岩时横向变粗，含砾石，成砾岩状 厚 26.7 米。
12. 灰綠色薄层含云母片的粉砂岩，有植物化石痕迹 厚 10.9 米
11. 灰色含云母質的砂質頁岩，薄层細砂岩互层，夹中厚层含鉄質的砂岩和砾岩質砂岩。局部含鉄質結核，采得下列瓣鰓类化石，(YE 114): *Anatina*(?) (*Cercomya*) *boulei* Patte; (YE 113): *Myophoria* cf. *napengensis* Healey *M.* sp., *Aequipecten* sp., *Lopha* aff. *haidingeriana* (Emmrich) (sp. nov. ?), *Lopha* sp.; (YE 112): *Cardium* cf. *nequam* Healey 厚 43.9 米。
10. 灰黃色含云母質的砂質頁岩，灰色薄层石英砂岩，夹厚約 0.4—0.5 米的煤层 厚 10.7 米。
9. 黃色厚层石英砂岩，頁岩夹煤层一层，露头厚 0.15 米 (局部砂岩成砾岩状)，产 *Gervillia* 瓣鰓类及植物化石碎片 (YE 103) 厚 41.0 米。

鳥格組:

8. 灰綠色含云母片的砂質頁岩，夹灰色薄层細砂岩；风化后显黃色，产下列瓣鰓类化石，(YE 102, YE 100): *Halobia superba* Mojsisovics; (YE 99): *H.* cf. *fallax* var. *parva* Yin et Hsü, ?*H.* sp. (cf. *H. ornatissima* Smith) 厚 80.1 米。
7. 灰色中层細砂岩，含云母片，风化后黃色 厚 15.9 米。
6. 灰黑色钙質頁岩夹薄层灰色砂岩，风化后黃色，大部分掩盖。采得瓣鰓类化石，(YE 94): *Halobia superba* Mojsisovics, *H.* sp. (cf. *H. fallax* var. *parva* Yin et. Hsü) 厚 85.6 米。
5. 灰色厚层石英砂岩，夹钙質頁岩，风化后黃色，产下列化石: 瓣鰓类: (YE 93) *Halobia superba* Mojsiovics; 植物化石 (YE 92) 厚 91.9 米。

法郎組:

4. 灰色、灰綠色钙質泥岩，局部含鉄質結核，部分掩盖，采得下列化石: 瓣鰓类: (YE 89) *Nucula subaequilatera* var. *tswayensis* Reed; 菊石类: (YE 88) *Megapbyllites* cf. lantenoisii Mansuy; 瓣鰓类: (YE 86) *Monophylliles* sp. *Palaeoneilo suborbicularis* Reed, 菊石类: *Protrachyceras* sp.; 瓣鰓类: (YE 85) *Nuculana* cf. *tirolensis* (Waehrmann) 腹足类: *Palaeoneilo* sp., ?*Loxonema* sp.; 瓣鰓类: (YE 83) *Halobia* sp. 厚 110.4 米。

3. 灰黑色薄层泥质石灰岩，夹黑色頁岩，采得下列化石 (YE 82) 瓣鳃类：*Halobia* sp. (cf. *H. rugosoides* Hsü)； 菊石类：*Protrachyceras* sp.　　厚 10.7 米。
2. 棕色灰頁岩，(YE 81) 产海百合类：*Traumatocrinus* sp.；瓣鳃类：*Palaeoneilo*(?) sp., *Halobia rugosoides* Hsü； 菊石类：*Protrachyceras deprati* Mansuy, *P. costulatum* Mansuy *P. sinensis* Mansuy, *Proarcestes* sp.　　厚 1.1 米。
1. 深灰色薄层石灰岩夹灰色頁岩，灰岩风化面富含腕足类的断面。

断　层

下伏中三迭統灰色块状石灰岩，組成高岭。

分析上述剖面，层 1 与下伏块状石灰岩接触处，頁岩挤压破碎，两者应呈断层接触。层 1—3，含 *Halobia rugosoides.*, *Protrachyceras deprati*, *P. sinensis* 等都属拉丁尼克期；层 (4) 所含 *Nucula subaequilatera* var. tsuayensis Reed, Palaeoneilo subarbicularis Reed, Megaphyllites 等化石，Reed 1927 年研究云南三迭紀化石时，虽归在晚三迭世，但他研究的化石，上下层位均不清楚；同时层 5 多石英砂岩，且含有植物化石和属于卡尼克期的 *Halobia superba* 化石，說明从层 5 开始，在岩相和化石上有所不同。因此把层 4 归在中三迭統上部我們認为是合理的。

层 5—8，富含 *Halobia superba*，时代应該是晚三迭世卡尼克期。

层 9 以上砂岩增多，时含砾石，过渡成砾岩层，下部并含有煤层。所含 *Lopha*, *Anatina* (?) (*Cercomya*), *Gerillia*, *Myophoria* 等化石，完全可以与前一剖面进行对比，即 YE 56 以下的地层，根据化石和剖面对比，当为火把冲組中下部的层位。

层 15 含早三迭世常見的 *Anoplophora fassaens*，其时代当无疑問。因此，按照地层层序关系，与层 14 之間应該是逆掩断层接触。

綜合上述各剖面的岩性和所含化石羣的特征，丘北、开远、箇旧等地区的三迭紀地层可以划分成下面 6 个单位：

		地层单位
三迭系	上統	火把冲組
		鳥格組
	中統	法郎組
		箇旧組
	下統	永宁鎮組
		洗馬塘組

二、几个問題

(一) 关于洗馬塘組

洗馬塘組是尹贊勛 1937 年所創立的，时代为早三迭世，所采化石經尹氏和許德佑研究，但原稿已遺失(化石标本現存中国科学院地質古生物研究所)，化石名单发表在許德佑

的"中国南部三迭紀化石之新材料"一文中。因此,对于洗馬塘組的定义,除知其代表下三迭統外,其余是不清楚的。

就我們所測剖面来看,洗馬塘組厚421米,下部多灰綠色、黄綠色頁岩;上部多灰綠色薄层粉砂岩,并有紫色泥岩,夹蝋状灰岩及石灰岩。所含化石均是华南下三迭統中共同所見的属种。但整个剖面中,有175米均含有 *Claraia wangi*, 因个体較小,尹氏等名为变种 *minor*。虽然这一段地层仍可与中国南部下三迭統 *Claraia wangi* 带比較,但化石形态,岩层厚度均有不同。同时,上部也缺乏各种 *Eumorphortis* 的存在。就岩性看,显然以黄綠色,灰綠色为主,而且上部夹蝋状灰岩。这种情况,与标准地点的飞仙关頁岩亦不相同。

因此,我們采用尹氏等原命名的"洗馬塘頁岩"名称,重下定义为"洗馬塘組下部是灰綠色、黄色、黄綠色頁岩、砂頁岩,夹青灰色灰岩;上部是灰綠色薄层粉砂岩,紫色黄色泥岩,夹蝋状石灰岩、石灰岩,共厚421米。假整合复于上二迭統长兴組之上,整合在下三迭統上部永宁鎮組之下。主要化石有: *Claraia wangi* (Patte), *C. wangi* var. *minor* (Yin et. Hsü), *C. clarai* (Emmrich), *Oxytoma scythicun* Wirth, *Hollinella tingi* (Patte) 等。层位与飞仙关組或大冶羣相当,其时代属早三迭世早期。"

此外,值得注意的是, *Claraia wangi* 在我国南部各省,均分布在下三迭統底部10—50米的頁岩中,而在丘北剖面,下三迭統中厚175米頁岩内,均有它的分布,而且形态較小。另外,一般下三迭統常見的各种 *Eumorphotis* 在这个剖面中也很少出現。这些反常的現象,是否說明滇东南区下三迭統 *Claraia, Eumorphotis* 化石羣具有地方性或特殊性,是值得研究的。

(二) 关于"开远灰岩"和"箇旧灰岩"

"开远灰岩"是1940年王竹泉,路兆洽調查云南开远鳥格地質时命名的。当时王、路等对"开远灰岩"的定义是"由薄层石灰岩組成,色白灰,有时含泥質頗富,构成泥質石灰岩。其最特异之标志为时現砾状,頗似寒武紀中之所謂 Wrumkalk,不过砾石較細耳。"王竹泉等指出它的年代可能为早三迭世。

"箇旧灰岩"是1936年孟宪民等調查箇旧地質时所創立,指的是出露在箇旧附近,上部厚层块状,下部薄层和頁状的石灰岩层,时代为三迭紀。

由于这两个地层名称的意义不明,因此,应用时常发生混乱現象。有人認为两者是一个单位,直接用"箇旧石灰岩"。近来大多数地質工作者,均把"开远灰岩"放在"箇旧灰岩"之上。

分析王竹泉等命名"开远灰岩"时,从都督味至奂那味所作剖面。可以看出在"开远灰岩"之下,有一层以紅色頁岩为主的岩层,二者呈整合接触(即王氏等命名的奂那味頁岩),此层紅色頁岩之下为逆掩断层,与火把冲組接触。当时王竹泉等因沒有在紅頁岩中找到化石,連同上复的"开远灰岩",暂时作下三迭統看待。

1947年张席禔在同一剖面中,把断层划在紅色頁岩与王等命名的"开远灰岩"之間;同时,张氏归奂那味紅色頁岩为諾利克晚期,把"开远灰岩"定为拉丁尼克期。

这次,我們又在上述剖面重新測量并进行观察,发現王竹泉等所划的断层是正确的,証据有下列几点:

(1) 奀那味紅色頁岩中产 *Anoplophora fassaensis* (Wissmann)，此种化石广泛地分布在我国南部的下三迭統上部，在国外阿尔卑斯山区，也是下三迭統常見的化石，因此，紅色頁岩层属于下三迭統，是无疑問的。紅色頁岩层之下即为含 *Gervillia* cf. *praecursor*, *Anatina*(?) (*Cercomya*) *boulei* 等化石的火把冲組。按照地层层序 应該有一个逆掩断层存在。

(2) 在奀那味紅色頁岩和火把冲組接触处，地层傾角几近直立，并构成很多的微小褶曲。紅色頁岩本身和整合其上的"开远灰岩"均有变質現象。这些現象都說明受过断层挤压。

紅色頁岩层的时代属早三迭世是肯定的。王竹泉等命名的"开远灰岩"确实是整合在它的上面，因此，其年代不是安尼錫克期就是早三迭世晚期。根据王氏等最初对"开远灰岩"所作岩性描写，与貴州西南部下三迭統上部永宁鎮組十分相象，都以虫状灰岩(Wurmkalk) 为特征；也就是我們在丘北大竹箐一带归在永宁鎮組的层位。

丘北大竹箐附近，洗馬塘組之上有 225 米具虫状結构的薄层状灰岩，頂部产 *Tirolites spinosus*, *Clypeoceras* 等菊石，无論从岩性或化石，均与 1959 年王鈺、陈楚震、陆麟黄所命名的永宁鎮組相同。因此这段地层也叫做永宁鎮組，是滇东南区早三迭世晚期沉积。代表永宁鎮組的 *Tirolites spinopus* 带，广泛地在黔西南地区和云南丘北发現，使我們相信，在开远一带，整合于早三迭世的紅色頁岩层之上的"开远灰岩"层位上，应該和永宁鎮組相当。

綜上所述，我們認为，"开远灰岩"的层位，应該是在"箇旧石灰岩"的下面，建議废除"开远灰岩"一名。

我們現在認为的箇旧組，它的下部为灰色、灰白色厚层白云質灰岩，中部为黄色、浅綠色、灰色含粘土質的頁岩，上部为深灰色薄层石灰岩，含燧石結核或条带，含 *Velopecten* 一类瓣鰓类化石，厚 251 米。

在丘北仙員井一带，箇旧組上部含燧石的石灰岩的上面，尙有厚达 1,025 米的块状白云質石灰岩及白云岩，未見化石。按岩性和层位，或即等于箇旧卡房一带含 *Diplopora annulata* 的白云岩；同时，也可以跟貴州西部，1959 年王鈺等命名的竹杆坡組对比。

含 *Diplopora annulata* 的白云岩，张席褆归于拉丁尼克期，黔西竹杆坡組是属于早期拉丁尼克期的。本区仙員井一带的白云質灰岩层因沒有找到化石，暫时归于法郎組下部。另外，我們在丘北仙員井一带測制剖面时，曾見上述白云質灰岩层之上还有約 300 米左右的灰色、灰白色块状質純石灰岩，含有下列化石：

珊瑚类：*Corwenia*(?) sp.

腹足类：*Trachydomia* sp.

珊瑚类因保存不佳，属名不甚可靠，但据鉴定者吳望始同志称，該标本属于四射珊瑚。四射珊瑚在二迭紀末即已絕灭，所以，我們所采标本的时代，可能为石炭二迭紀；腹足类 *Trachydomia* sp. 也是石炭紀至二迭紀的种类。虽然根据化石，还不能确定究竟是石炭紀，还是二迭紀，但这一段地层，属于上部古生代是可以肯定的。

从野外观察，在仙員井一带，法郎組下部白云質灰岩层走向北东 75°，而含 *Corwenia* (?) sp，等化石的灰色块状質純的灰岩，向东傾斜。两者之間似有一个大断层存在。

因此,我們認为,丘北仙員井一带灰色块狀石灰岩,其时代应該是石炭二迭紀,不能看作是三迭紀的沉积。

綜合上述分析,我們暫时把 1,025米的白云質石灰岩,归在中三迭統上部,与黔西南的竹杆坡組相对比。

(三) 关于"鳥格頁岩"

"鳥格頁岩"一名也是王竹泉、路兆洽在 1940 年命名的,时代定为晚三迭世。1944 年許德佑鉴定"鳥格頁岩"所含化石,計有下列种类:

腕足类: *Lingula subelliptica* Mansuy var.

复足类: *Bellerophon* cf. *vaceki* Bittner　*Loxonema* sp.

瓣鰓类: *Daonella moussoni* Merian　*Palaeoneilo* sp.

Halobia subcomata Kittl　*Cardita* sp.

H. disperseinsecta Kittl　*Macrodon* sp.

H. cf. *superba* Mojsisovics　*Cardium* sp.,

H. cf. *rugosa* Guembel　*Trachyceras costulatum* Mansuy

Posidonia wengensis (Wissmann)　*T. sinensis* Mansuy

Gervillia sp.　*T.* cf. *fasciger* Mansuy

Lima sp. ind, aff. *L. praecursor* Quenstedt.　*Orthoceras* sp.

Nucula sp.

根据上列化石,許氏确定"鳥格頁岩"的时代为拉丁尼克期。

1947年张席禔把"鳥格頁岩"归在拉丁尼克期和卡尼克期。貴州地質局一地質队同志,則把"鳥格頁岩"全部归在拉丁尼克期,在层位上,与黔西南法郎組相比。这次,我們也在都督味一带測量剖面,发現王氏等原来命名的"鳥格頁岩",确实包括拉丁尼克期和卡尼克期。王竹泉等所謂的"鳥格頁岩",下部有厚达 125 米的灰色、灰綠色鈣質泥岩,深灰色薄层石灰岩、泥質灰岩,夹棕灰色頁岩,含有 *Halobia rugosoidis, protrachyceras deprati, P. sinense, P. costulatum* 等化石。第一种 *Halobia* 是貴州貞丰法郎組許氏的新种,后三种粗菊石德普拉列入拉丁尼克期至卡尼克期的过渡层中,許氏則归入拉丁尼克期。从岩性和所含化石来看,完全与貴州西南的法郎組一致。因此,我們仍用法郎組代替王氏等的"鳥格頁岩"下部,归入中三迭統上部。

上部是灰黑色鈣質頁岩、灰綠色含云母質的砂質頁岩,夹灰色中层細砂岩,风化后均呈黄色,富含 *Halobia superba, Halobia* cf. *fallax* var. *parva*。前一种是卡尼克期最普遍的化石,在国外,見于阿尔卑斯山区、北美等地。在国内,云南箇旧火把冲的卡尼克期地层中也有发現。后一种接近尹贊勛等在泸西晚三迭世中所采种类。根据所含 *Halobia superba* 而言,此层应属卡尼克期。

回顧1944年許德佑所列鳥格頁組中的化石名单,四种 *Halobia*, 除 *Halobia subcomata* 属拉丁尼克期, *Halobia disperseinsecta* 則是諾利克期的种类,其余 *Halobia* cf. *superba*, *H.* cf. *rugosa* 都是接近卡尼克期的种类。因此,推想許氏所采化石可能层位上有混乱。如果把許氏所列化石的层位,都归在拉丁尼克期,尙欠妥当。

綜上所述，我們主张把富含 *Halobia superba* 的灰黑色、灰綠色頁岩、砂质頁岩及砂岩层，称作鳥格組（即王氏等的鳥格頁岩上部），时代为晚三迭世卡尼克期，厚 273 米。与下伏法郎組以一段灰色厚层石英砂岩夹頁岩层为界，或以 *Halobia superba* 的出現，即为鳥格組的开始。鳥格組整合在火把冲組之下，以火把冲組底部黄色石英砂岩夹煤层为分界。

（四）关于"火把冲煤系"

"火把冲煤系"是孟宪民、陈愷、何塘在 1937 年所命名，标准地点在云南箇旧市西南約 25公里的火把冲。煤系中所含化石，經許德佑研究，有下列各种：

腕足类：*Spiriferina* sp. ind. aff. *S. emmriclri* Schlotheim *Dielasma* sp.

瓣鳃类：*Cassianella gryphaeata* (Münster)
Gervillia rhomboidalis Hsü
G. cf. *wagneri* Winkrer
G. cf. *praecursur Quenstedt*
Haernesia filosa Helly
H. bipartitaeformis Krumbeck
Perna cf. *obruta* Healey
P. sp.
Leda (*Nuculana*) cf. *sulcellata* (Wissmann)
Palaeoneilo praeacuta (Klipstein)
Myophoria napengensis Healey
M. verbeeki var. *curta* Reed
Anodontophora manmuensis Reed
A. cf. *prstera* Fraas
Burmesia lirata Healey

腹足类：*Worthenia* sp. *Halogyra* sp.

許氏指出，上列 *Myophoria napengersis, Burmesia lirata* 为緬甸那本层 (Naperg beds) 的标准化石，因此 1938 年許氏把"火把冲煤系"的时代归入瑞替克期。

緬甸那本层的动物羣，1908年由海勒 (Healey) 研究，定其时代为瑞替克，因为那本层中含有欧洲瑞替克的化石：

Pteria contorta (Partlock)
Grammatadon lycettii Moore
Gervillia praecursor Quenstedt

Pteria contorta 是欧洲瑞替克的带化石。 *Burmeria* 是海勒新創的那本层中的新属。 *Myophoria napengensis* 是那本层中数量最多的化石。

那本层的时代，海勒原定为瑞替克期，但据弗洛馬热 (J. Fromaget) 意見应該是諾利克期。弗洛馬热指出那本层的动物羣，在东印度羣島、馬来半島、越南等地的諾利克期地层中，均有发現，与其共生的有早三迭世的 *Halobia,* 或 *Tibetites, Anatibetites, Discotropites* 等諾利克期的菊石。

1939年許氏在云南开远鳥格也发現有那本层的化石，如：

Gervillia praecursor Quenstedt
Myophoria cf. *napengensis* Healey

許氏路經越南河内时，据弗洛馬热面告，得知越南多处发現 *Myophoria napengensis*，并与 *Halobia* 共生。因此許氏在"中国南部海相三迭紀之新研究"和"云南筒旧上三迭紀化石"两文中，把火把冲組动物羣归于諾利克期。其后，火把冲組的年代，遂为广大地质学者所承認。

这次我們在火把冲組标准地点工作时，因为露头不好，只作了火把冲組的中上部分，所采化石，大都与許氏所列者相同。但有一点値得提出，就是在 YE 80 号化石羣中，那本层的特有化石 *Burmesia lirata* 与 *Halobia* 共生；*Halobia* 在地史上的垂直分布，最高不会超过諾利克期，因此 *Burmesia* 的年代，可以属于諾利克期，也是自然的。

另外，在印尼布魯島（Buru），属于諾利克期的 Fogi 层中，也发現有 *Burmesia praecursor*, *B. krumbecki* Chen now. nov.（=*B.* aff. *lirata*）的存在。

再者，云南箇旧、鳥格、奕那味等地的化石羣，种类虽然繁多，但各地均未見有 *Pteria contorta* 的存在。另外，在上述区域，火把冲組之下，直継以富含卡尼克期 *Halobia* 的海相层，两者之間未見缺失或角度不整合的标志（最近，张席禔認为海相卡尼克层之上継有滨海煤系的沉积，說明两者間曾发生过一次运动，张氏名为一平浪运动，作为印支运动的第二幕）。如果說，火把冲組的时代属于瑞替克，則卡尼克期广泛海浸之后，直継以瑞替克期沉积，两者之間应有明显的缺失或角度不整合的現象。王竹泉等 1940 年在鳥格見火把冲組位于鳥格組之上，接触处为一砾岩层；此种砾岩层并不能說明两者之間有一間断。因为我們看到，此种砾岩常由于局部砂岩变粗含砾石而形成，延走向追索，卽漸变为砾状砂岩或砂岩。这种砾石层在火把冲組中上部随时可以看到，两者递变的現象十分明显。

綜上所述，把火把冲組的时代，按許氏意見归在諾利克期是合适的。

三、結 語

綜合上面的分析，我們对云南东南部丘北、开远、箇旧一带的三迭系有下面几点初步的認識。

（1）本区三迭系完全可以与貴州西南部进行对比。

（2）王竹泉等1940年命名的"奕那味紅頁岩"的时代，可以肯定属早三迭世；因而整合在上面的"开远石灰岩"的层位，应該是在"箇旧石灰岩层"的下面，与貴州西南部、丘北洗馬塘的下三迭統上部永宁鎮組相当。建議废除"开远石灰岩"一名。

（3）丘北仙人井一带，出露的灰色、灰白色石灰岩，其时代应为石炭二迭紀，不应归于三迭系。但此种灰岩向西至小江口一带，尙有出露，是否均属石炭二迭紀，尙待今后注意。

（4）王竹泉等 1940 年命名的"鳥格頁岩"的时代，应当是拉丁尼克期和卡尼克期，証明张席禔的意見是正确的。我們把属于拉丁尼克期的部分归于法郎組，卽王氏等的"鳥格頁岩"下部；而代表卡尼克期的部分仍称鳥格組，卽王氏等的"鳥格頁岩"上部。

（5）火把冲組的时代，許德佑的意見是正确的，应該是晚三迭世諾利克期。

（6）本文所述三迭系各組与前人分层，以及与邻区对比，列簡表如下（見下頁表）。

后 記

在野外时期，承周金鈡、田瑞玉、唐蓮英等同志共同采集化石，測量剖面，又蒙云南省地質厅及江能人同志大力协助，地質厅滇东南队同志供閱資料，介紹剖面地点，在此我們均表示衷心感謝。野外所采化石除瓣鰓类、菊石由作者等鉴定外，其余鏠类、珊瑚类、腕足

分层 \ 地区			云南西部	云南东南部			貴州西南部
				德普拉、滿苏 1912		本文作者 1960	
三迭系	上統	瑞替克	祿丰羣下部	諾利克	T_{VIII} 层		龙头山羣
		諾利克	松街組			火把冲組	
		卡尼克	兰坪組	卡尼克	T_{VII} 层 T_{VI} 层	鳥格組	把南組
	中統	拉丁尼克	白羊組	过渡层 拉丁尼克	T_{V} 层 T_{IV} 层 T_{III} 层 T_{II} 层 T_{I} 层	法郎組	法郎組 竹杆坡組
		安尼錫克	余六村羣			箇旧組	关岭組
	下統	斯西替克				永宁鎮組	永宁鎮組
			丽江組			洗馬塘組	飞仙关組

类、腹足类、介形类分别請盛金章、吳望始、刘第墉、余汶、陈德琼等同志鉴定；文成后又承顧知微、王鈺、赵金科先生修改，我們特向他們致謝。此外，丁志福同志清繪插图，邢佩芳、葛敏玉、余幼玉等同志打印文稿，我們也一并致謝。

参 考 文 献

[1] 王竹泉、路兆洽：1940，云南开远鳥格煤田。前經济部地质調查所地質汇报告 33 号。

[2] 孟宪民：1936，云南箇旧地质述略。地质論評 1 卷。

[3] 孟宪民、陈愷、何塘：1936，云南箇旧錫矿地质述略。中国地质学会志 16 卷。

[4] 許德佑：1938，中国南部三迭紀化石之新材料。地质論評 3 卷 2 期。

[5] 許德佑：1939，中国南部海相三迭紀之新研究。地质論評 4 卷 5 期。

[6] 許德佑：1940，云南箇旧之海相上三迭紀化石。中国地质学会志 27 卷，3—4 期。

[7] 許德佑：1944，中国之海相上三迭紀。地质論評 9 卷 5—6 期。

[8] 张席禔：1947，云南三迭紀之古地形及地层概要。中国地质学会志 27 卷。

[9] 王鈺、陈楚震、陆麟黄：1959，貴州西南部三紀地层。黔南地层現場会議資料汇編。全国地层会議文件。

[10] Fromaget, J. 1935, Nouvelles obervations sur le Trias superieur du Tonkin occidental et sur l'âge Norien des Couches à *Myophoria napengensis* C. R. Ac. Sci., Tome 201.

[11] Healeg. M. 1908, The Fauna of the Napeng beds on the Rhaetic beds of Upper Burma Pal. Indica, N. S. vol. II, No. 4.

[12] Deprat, J. 1912, Etude geologique du Yunnan oriental Pt. I. geologie generale Mem. Serv. geol. Indochine, Tomel, fasc. I.

第41卷 第3-4期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 3-4
1961年12月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

长江中下游地区的第四紀沉积

方 鴻 琪

第四紀沉积在长江中下游地区分布极广。它們在岩相上变化很复杂，这是由本区第四紀地质构造、气候及古地理条件所决定的。

目前，在本区第四紀沉积物的区划方面，地质学家、地理学家及土壤学家的意見均有分歧；特别是第四紀地层层序和沉积物成因类型的区划，更是其說紛紜，又沒有一个統一的、較完整的第四紀区域地层表。不言而喻，这实际上已給工作带来了影响，各項普查勘探工作、自然区划工作和基本建設工程，已使得对本区第四紀沉积的研究和区划成为一个急待解决的問題。

一、第四紀沉积物的成因类型

在分析本区第四紀沉积物成因类型前，首先就对其影响最大的因素进行較深入的探討。

(一) 第四紀气候对沉积物成因类型的影响

在第三紀时，本区是一个多变的湿热性气候区，雨量高度集中、气温变化幅度很大；一方面由于湿热性气候及強烈震蕩运动的影响，在許多巨大的山間断陷盆地中沉积了很厚的紅色岩系；另一方面因有干旱季节影响，形成第三紀岩层中所夹的某些膏盐矿层。第四紀初期，逐渐轉变为冷湿性气候，揭开了第一个冰期(鄱阳冰期)的序幕(图1)；此时我国西部的許多高山地区有冰川分布，本区受到此冰期的影响，也有一些季节性冰川产生，但是規模不大。这个时期的沉积物以冰水河流沉积相为主：为灰白色、浅黄色砂砾卵石层，其上部为灰白色粘土，間或夹有微紅色斑状及带状粘土薄层，这是因为早更新世后期气候曾一度变暖。当中更新世时，又轉为冷湿性气候，我国东南部广大地区进入了第二个冰期时期(大姑冰期)；該期冰川分布很广，規模很大。在初期，由于气候寒冷，沉积以赭黄、褐黄色泥礫所組成的冰磧层为主，在冰川活动的外围地区則以冰水、山麓洪积、坡积砂礫与粘土为主。中更新世后期，雪綫上升，冰川开始消退，逐渐为高温湿潤性气候所接替；在此間冰期的主要沉积是紅色斑紋粘土与亚粘土，常在其表层由于淋濾淀积形成鉄質"硬皮"层。中更新世末期，气候又轉冷，一部分地区具有小面积的季节冰川，其規模远不如大姑冰期，此即所謂"庐山冰期"。庐山冰期堆积物目前見到的还不多，根据已有資料叙述，庐山冰磧分布于庐山北部500米以上的谷坡上，此层极疏松，很象坡积物，这在皖南銅陵及大別山一带也可以見到；我們認为，庐山冰期在本区留下的痕迹并不十分清晰。自晚更新世开始，轉为温湿性气候，沉积物几全为河流相及湖相，即沉积物以褐黄色粘土与砂土为主。在湘贛流域一带，晚更新世初期，气候尚不十分稳定，曾經历过短时期的湿热性气候，因此

常見晚更新世沉积的下部呈微紅色或浅赭紅色。全新世与晚更新世的气候基本上是一样的，属于温湿性气候，沉积物主要为河流冲积相及湖相冲积、淤积层，土壤多呈黄褐、灰黄及灰黑色。

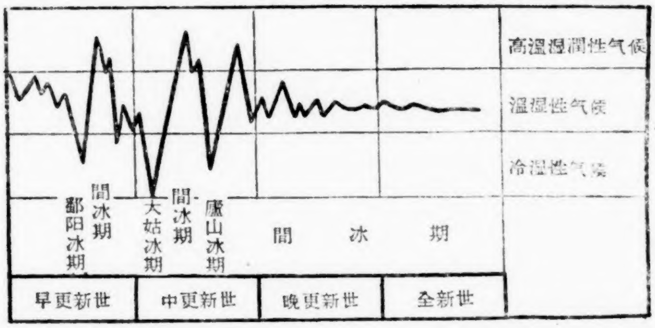


图 1 长江中下游地区第四紀气候变化示意图

(二) 第四紀构造运动对沉积物成因类型的影响

第四紀构造运动強烈程度直接影响到沉积物形成的速度、厚度和分布規律，并引起沉积相的变化。第四紀构造运动在本区是十分頻繁的；在上升的地区（如大别突起、皖南突起等)，第四紀沉积以冰川沉积物、殘积坡积相的堆积物为主；在沉降的地区（如江苏滨海洼陷，江汉洼陷等)，以河流及湖相沉积为主；在滨海的沉降地区，则以浅海相及海陆交替相沉积物为主。总的說来，本区第四紀沉积物类型在分布上具明显的分带现象。

(三) 地貌对第四紀沉积物成因类型的影响

現代地貌的基本形态是新构造运动和第四紀气候长期影响的結果。与构造运动一样，地貌对沉积物类型的影响很大；以汉水平原至苏北平原一带地質剖面为例（图 2），沉积类型的分布具有垂直和水平方向的分带性。

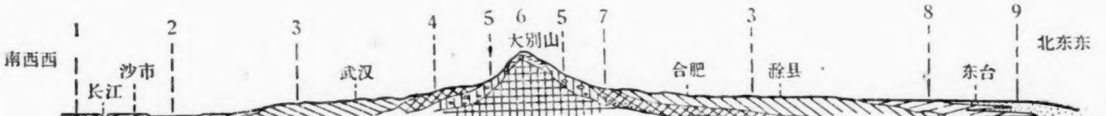


图 2 江汉平原—苏北平原間第四紀沉积分布示意剖面图

1.河流冲积相；2.湖相；3.洪积泛濫相；4.洪积坡积相；5.冰磧相及冰水相；6.殘积相；7.洪积相；8.冲积淤积相；9.三角洲相

本区第四紀各类型沉积岩相在垂直方向的相互关系，表示于下列图解。

第四紀沉积物成因类型的水平分布受水系的巨大影响。現将本区几个主要水系流域的第四紀沉积相对比如下(表 1)。

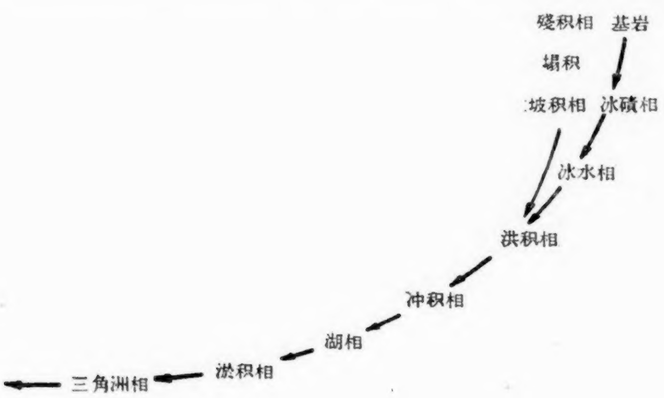


表 1

主要沉积类型　时期 地点	早更新世	中更新世	晚更新世	全新世
长江中下游一带	冲积-冰水相	冰碛-冰水相 洪积-坡积相	泛滥洪积相 风积、残积相 湖相、冲积相	三角洲相、淤积相
汉水流域	冰水-冲积相	冰碛-冰水相	泛滥洪积相 冲积-淤积相	冲积-淤积相
湘江流域	冰水相 洞穴沉积	冰碛-冰水相	泛滥洪积相 残积-坡积相	冲积-淤积相
赣江流域	冰水相 冲积相	冰碛-冰水相 冲积-冰水相	泛滥洪积相 冲积相、湖相	冲积-淤积相

上述各沉积相的主要特点与分布簡述于下:

冲积相：为灰黄、灰黑色的亚粘土及砂土，形成于新、老阶地与河床中，分布很广。冲积物与其它类型沉积物在岩相上有相互递变或交替現象。如在本区大水系的支流中常見的冲积-洪积相；在江汉、苏北平原一带常見的冲积-淤积相；长江沿岸山麓一带的冲积-冰水相等。

淤积相：淤积相与冲积相具密切的联系，它們之間常互相替变，而使我們难以区分其界限。但是，淤积层具有比冲积层更細的顆粒組分，因其形成于滞水区而生物繁盛。淤积相分布很广，如在各河流域的一級阶地、河曲处的牛軛湖和阶地后緣串联分布的碟形洼地等静水区；岩性多为灰黑与灰色的粘土、淤泥等。

湖相：湖泊沉积在岩性上与淤积物十分相似，但在岩相上它的变化比較复杂：从細粒致密的粘土、淤泥到粗粒的砂砾湖滨沉积。湖相分布很广，如洞庭湖、鄱阳湖、太湖及其它大小湖泊等常有厚达数十米甚至更厚的沉积。

滨海三角洲相：为灰黑、灰綠色的浅海相亚砂土、亚粘土与河流淤积粘土、砂土互层，如长江下游三角洲地区的沉积。

洪积相：在本区山地边緣堆积了粗粒、分选性不很好的砂砾及粘土，如大别山等地的

許多冲积-洪积扇、冲积錐等即是。 此外，在一些山区河流上游（如青弋江、修水、沅水、广水、陆水等），第四紀洪积相也是十分发育的。

泛滥洪积相：在本区一种分布十分广泛的晚更新世褐黄色粘土的成因，有很多不同的說法：有認为是殘积坡积的，有的說是淤积、风积的，还有認为是洪积的。根据若干次区域性調查，我們綜合地考虑了地理和沉积环境因素，認为它不同于洪积相或冲积相，而是一种特殊类型，即"泛滥相"。 泛滥相成因是：在洪水期，河流的洪水携带了大量尘土状的悬浮土粒，泛滥于当时河床之上，而堆积的土层，故也可以称为泛滥洪积相。 这种沉积物在物理化学性质上很稳定，常不具有冲积层的特点：序粒层理和斜层理构造。

冰水相：本区冰水沉积物主要形成于晚更新世与中更新世，分布在突起的山麓平原地区，多为砂砾层与粘土层，如赣江、湘江等流域的 Q_1 砾石层即属此类。

冰川相（冰磧）：为赭色及黄褐色泥砾层，分布于几个主要山区的坡麓地带，如大别山区、皖南—赣西北山区、鄂西山区等。

坡积相：为松散的大块碎石和粘土，广泛分布在某些山区和丘陵区的坡麓地带。

殘积相：总的来看，本区南部的殘积层要比北部发育。由于各地区地質条件不同，殘积层的岩性亦不同，但在中生代与新生代火山岩系、前震旦紀变質岩系，以及第三紀紅色岩系等分布地区其最发育。

风积相：风积相在本区分布不广，常見于一些山区的分水岭地带；多为褐黄色松散的粘土。

二、第四紀地层层序及其相对时代

（一）下更新統（Q_1） 目前，雨花台砾石层已被公認为是更新統的下限，其它各处可与其对比的地层見表 2：

表 2

地　区	江苏南部	安徽南部	赣江流域	赣 西 北	鄂 东 北	湘江流域	苏北滨海区
地　层	雨花台礫石层	安庆礫石层	赣县礫石层	九江礫石层	白砂井层	白砂井礫石层	砂 礫 层
分　布	南京、六合等地	安庆、无为等地	赣州—南昌等地	九江等地	武汉、鄂城等地	长沙、湘潭等地	滨海平原地区

庐山地区是我国南部第四紀地层研究比較詳細的地区。 以前，在庐山南部星子一带鄱阳湖边发現的冰水紋泥，被当作該地区更新統的下部界限，認为它在层位上与雨花台层相当，不同的只是岩相問題。 近来，在九江地区鉆探資料中，发現大姑期冰磧泥砾与带状粘土（紋泥）下部有厚达数十米的九江砾石层（图 3、4），其时代与雨花台砾石层相当。 根据南昌撫河区水文地質勘察深井資料，在撫河平原深部也发現在带状粘土下部有与九江砾石层相当的、厚十余米的赣县砾石层（图 5）。由此可見，赣西北及庐山地区第四系的眞正下限应为九江砾石层。九江砾石层在岩相上与同时期的安庆砾石层和雨花台砾石层基本上是相同的，但分选性稍差。 在江苏滨海平原与三角洲地区也发現与雨花台层相当的老第四紀岩层（有人認为是全新世沉积），为灰白色及杂色的砂、細砾与粘土互层。由于其

距冰川发生地区較远，所以在物理成分上与雨花台砾石层有所不同。从各方面資料来看，这一带下更新統与中更新統之間的沉积基本上是連續的，所以沒有不整合或岩相上的突然变化現象。在銅陵、安庆、九江、武汉、长沙、宜昌等地看到的砾石层，多数情况是被复于中更新世冰磧泥砾或蠕虫状粘土之下，它們在层位、岩相及成因等方面均有着某些共同的規律。由于下更新世砾石层中很少发現化石，在进行相对时代划分时，主要凭借对沉积相的分析、古代沉积环境的考查及区域地层的对比。

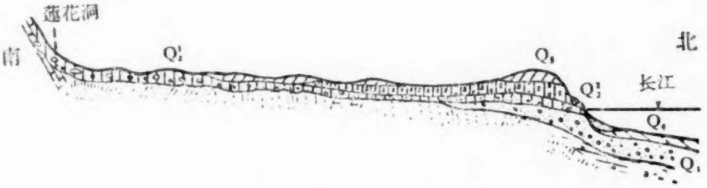


图 3　九江市庐山蓮花洞至新电厂第四紀地层剖面示意图

Q_4——近代冲积层；Q_3——长江泛溢层；Q_2^2——虫状粘土；Q_2^1——大姑冰磧泥礫；Q_1——九江礫石层

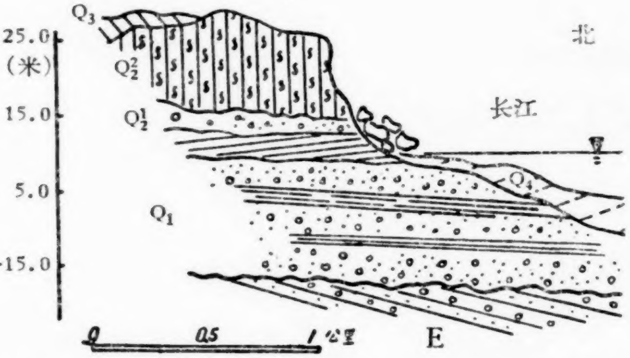


图 4　九江白水湖沿江九江砾石层与大姑泥砾及虫状斑紋粘土接触剖面示意图

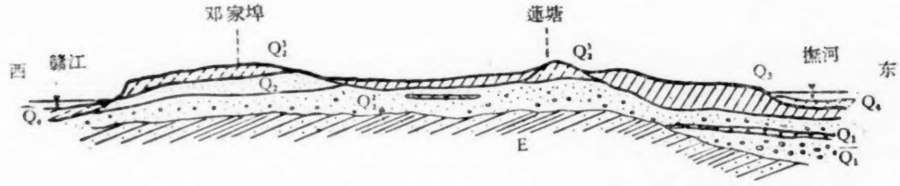


图 5　南昌附近赣(江)撫(河)平原第四紀沉积示意剖面图

Q_4——赣撫近代冲积淤积层；Q_3——赣撫泛溢层；Q_2^3——蓮塘层；Q_2^2——砂崗层；
Q_2^1——施家窰层；Q_1——紋泥；Q_1——赣县礫石层

这里还需要談到第四紀初期的火成岩。老第四紀玄武岩在长江中下游分布較广，如安徽东北部和中部、江苏南部及江西西南部。各种現象表明：第四紀初期，本区玄武岩浆噴发作用可能是多期性的；至于其詳細情况，尚需进一步的研究和探討。

（二）中更新統　中更新世以我国南部大姑冰期做为开始；整个中更新世是一个冷热气候交替变化的时期。由于气候、构造运动等的影响，此时期沉积岩相具有自己的特点；这些特点，可以作为我們对該地层进行划分和对比的依据。

大姑期冰川的規模很大，影响范围很广。因此，大姑期的冰磧泥礫可視为本区中更新世初期的标准地层。在多数情况下，其上部复有一层較厚的蠕虫状斑紋粘土；但在冰川边緣地带，如江西西北部、安徽南部、湖南北部一带，斑紋粘土与冰磧泥礫是交互存在的。

在下蜀期的泛濫粘土下部，常有中更新世洪积-坡积层存在，其与大姑期冰磧可以对比，是冰川区以外的另一种沉积岩相。

庐山冰磧是中更新世后期沉积物。这里試将本区中更新世地层做如下对比（表 3）：

表　3

长江流域	层序	湘江流域	层序	赣江流域(下游)	层序	汉水流域	层序
庐山冰磧	Q_2^3	残积洪积紅土	Q_2^3	蓮塘层	Q_2^4	蠕虫状紅土	Q_2^2
蠕虫状粘土	Q_2^2	山麓洪积坡积层	Q_2^2	砂崗层	Q_2^3		
山麓洪积坡积层	Q_2^1	紅土泥礫	Q_2^1	蠕虫状粘土	Q_2^2	山麓坡积	Q_2^1
大姑泥礫				施家窰层、长头稜层	Q_2^1	大姑泥礫	

上述地层被划为中更新統，可用以下几点来予以解释和論証：

1. 从第四紀沉积岩相上观察，下更新統与中更新統是可以明显区别的；

2. 在九江、銅陵等地可以看到，中更新統与下更新統、上更新統之間有假整合或不整合面存在；

3. 在本区可以看到若干地层剖面，它們显示着第四紀地层中有規律的排列次序。

在中更新世地层层序上，还存在有分歧意見，兹仅提出一些个人的初步看法。

1. 蓮塘层的时代問題：蓮塘层在赣江下游分布較广，为棕紅色的亚砂土。由于长时期的剝蝕作用，地表水渗入淋滴，并且受当时湿热性气候的影响，土壤富含鉄质而常呈半胶結状，因此有人把此层及其下部的施家窰层定为第三紀的殘积层。我們曾在南昌南部蓮塘层中发现有 *Pupa micra* Ping, *Buliminus contori* (Phillips), *Cuneopsis maximus* Odhner (?)等化石；蓮塘层通常整合于其它中更新世地层之上，并与下蜀期褐黄色泛濫粘土呈不整合接触。可見，蓮塘层是中更新統的上部层。

2. 施家窰层的时代問題：施家窰层在赣江中下游分布也很广，經常出露于赣江的阶地上，或埋于赣江的老河床中，为褐色砂及砂礫层。有些人認为其应划为上更新統的下部层。理由是：(1)在赣江老河谷中发现的此层，与上部复盖的贛撫泛濫层沒有明显的界限，并且在岩相上好象是逐漸递变的；(2)在本区沒看到施家窰层与砂崗层、蓮塘层直接接触的剖面。另一些人認为施家窰层应划归中更新統，为大姑、庐山間冰期沉积层。理由是：(1)在南昌市施家窰一带，可以看到施家窰层与贛撫泛濫层的假整合，并且在施家窰层頂部有剝蝕风化壳（鉄皮）存在；(2)在南昌蓮塘地区，蓮塘层的下部整合接触有与施家窰层相当的砂礫层；(3)施家窰层的砂礫分选性很不好，其成因与中更新世的冰川活动有关。作者認为，后者的解释要更合理一些。

3. 长江三角洲滨海地区有无中更新統的問題：目前，有很多人認为，长江三角洲地区的厚数百米以至上千米的第四紀地层是更新世后期—全新世形成的。笔者認为，滨海及三角洲地区深部埋有較厚的老第四紀沉积，由于此处距中更新世冰川中心区較远，而且长

距冰川发生地区較远，所以在物理成分上与雨花台砾石层有所不同。从各方面資料来看，这一带下更新統与中更新統之間的沉积基本上是連續的，所以沒有不整合或岩相上的突然变化現象。在銅陵、安庆、九江、武汉、长沙、宜昌等地看到的砾石层，多数情况是被复于中更新世冰磧泥砾或蠕虫状粘土之下，它們在层位、岩相及成因等方面均有着某些共同的規律。由于下更新世砾石层中很少发現化石，在进行相对时代划分时，主要凭借对沉积相的分析、古代沉积环境的考查及区域地层的对比。

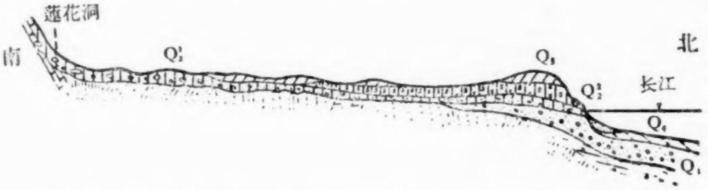


图 3 九江市庐山蓮花洞至新电厂第四紀地层剖面示意图

Q_4——近代冲积层； Q_3——长江泛溢层； Q_2^2——虫状粘土； Q_2^1——大姑冰磧泥礫； Q_1——九江礫石层

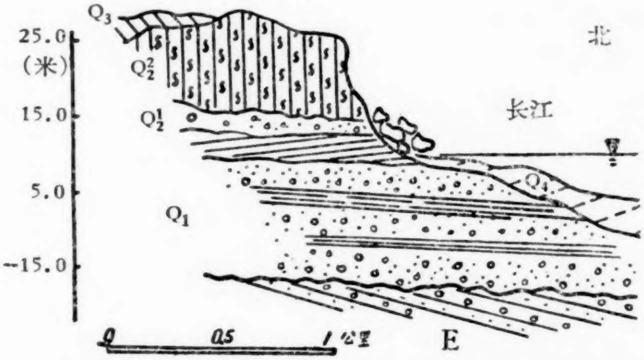


图 4 九江白水湖沿江九江砾石层与大姑泥砾及虫状斑紋粘土接触剖面示意图

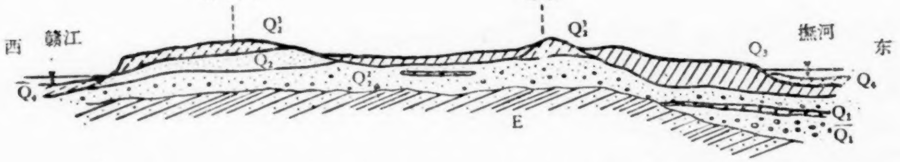


图 5 南昌附近贛(江)撫(河)平原第四紀沉积示意剖面图

Q_4——贛撫近代冲积淤积层； Q_3——贛撫泛溢层； Q_2^3——蓮塘层； Q_2^2——砂崗层； Q_2^1——施家窰层； Q_1——紋泥； Q_1——贛县礫石层

这里还需要談到第四紀初期的火成岩。 老第四紀玄武岩在长江中下游分布較广，如安徽东北部和中部、江苏南部及江西西南部。 各种現象表明：第四紀初期，本区玄武岩浆噴发作用可能是多期性的；至于其詳細情况，尙需进一步的研究和探討。

（二）**中更新統** 中更新世以我国南部大姑冰期做为开始；整个中更新世是一个冷热气候交替变化的时期。 由于气候、构造运动等的影响，此时期沉积岩相具有自己的特点；这些特点，可以作为我們对該地层进行划分和对比的依据。

大姑期冰川的規模很大，影响范围很广。因此，大姑期的冰碛泥砾可視为本区中更新世初期的标准地层。在多数情况下，其上部复有一层較厚的蠕虫状斑紋粘土；但在冰川边緣地带，如江西西北部、安徽南部、湖南北部一带，斑紋粘土与冰碛泥砾是交互存在的。

在下蜀期的泛溢粘土下部，常有中更新世洪积-坡积层存在，其与大姑期冰碛可以对比，是冰川区以外的另一种沉积岩相。

庐山冰碛是中更新世后期沉积物。这里試将本区中更新世地层做如下对比（表 3）：

表　3

长江流域	层序	湘江流域	层序	赣江流域(下游)	层序	汉水流域	层序
庐山冰碛	Q_2^3	残积洪积紅土	Q_2^3	蓮塘层	Q_2^4	蠕虫状紅土	Q_2^2
蠕虫状粘土	Q_2^2	山麓洪积坡积层	Q_2^2	砂崗层	Q_2^3		
山麓洪积坡积层	Q_2^1	紅土泥礫	Q_2^1	蠕虫状粘土	Q_2^2	山麓坡积	Q_2^1
大姑泥礫				施家窰层、长头稜层	Q_2^1	大姑泥礫	

上述地层被划为中更新統，可用以下几点来予以解释和論証：

1. 从第四紀沉积岩相上观察，下更新統与中更新統是可以明显区别的；

2. 在九江、銅陵等地可以看到，中更新統与下更新統、上更新統之間有假整合或不整合面存在；

3. 在本区可以看到若干地层剖面，它們显示着第四紀地层中有規律的排列次序。

在中更新世地层层序上，还存在有分歧意見，兹仅提出一些个人的初步看法。

1. 蓮塘层的时代問題：蓮塘层在赣江下游分布較广，为棕紅色的亚砂土。由于长时期的剝蝕作用，地表水滲入淋漓，并且受当时湿热性气候的影响，土壤富含鉄质而常呈半胶結状，因此有人把此层及其下部的施家窰层定为第三紀的殘积层。我們曾在南昌南部蓮塘层中发現有 *Pupa micra* Ping, *Buliminus contori* (Phillips), *Cuneopsis maximus* Odhner (?)等化石；蓮塘层通常整合于其它中更新世地层之上，并与下蜀期褐黄色泛溢粘土呈不整合接触。可見，蓮塘层是中更新統的上部层。

2. 施家窰层的时代問題：施家窰层在赣江中下游分布也很广，經常出露于赣江的阶地上，或埋于赣江的老河床中，为褐色砂及砂砾层。有些人認为其应划为上更新統的下部层。理由是：(1)在赣江老河谷中发現的此层，与上部复盖的赣撫泛溢层沒有明显的界限，并且在岩相上好象是逐漸递变的；(2)在本区沒看到施家窰层与砂崗层、蓮塘层直接接触的剖面。另一些人認为施家窰层应划归中更新統，为大姑、庐山間冰期沉积层。理由是：(1)在南昌市施家窰一带，可以看到施家窰层与赣撫泛溢层的假整合，并且在施家窰层頂部有剝蝕风化壳(鉄皮)存在；(2)在南昌蓮塘地区，蓮塘层的下部整合接触有与施家窰层相当的砂砾层；(3)施家窰层的砂砾分选性很不好，其成因与中更新世的冰川活动有关。作者認为，后者的解释要更合理一些。

3. 长江三角洲滨海地区有无中更新統的問題：目前，有很多人認为，长江三角洲地区的厚数百米以至上千米的第四紀地层是更新世后期—全新世形成的。笔者認为，滨海及三角洲地区深部埋有較厚的老第四紀沉积，由于此处距中更新世冰川中心区較远，而且长

期处于較緩慢的沉降状态，因此晚更新世与中更新世沉积很可能是連續的。根据区域地层对比資料与古气候条件，我們認为該地区深 130 米以下的几层赭紅色粘土（有白色条带），是中更新世沉积存在的一个标志。

（三）上更新統（Q_3） 上更新統通常是指下蜀停积期沉积。过去，它的含意非常广，并有些混乱。实际上，下蜀停积期在本地区至少包括了两个沉积阶段：(1)下蜀期沉积——以长江下游下蜀粘土为代表；(2)青山期沉积——以武汉青山层及江西湖口县的湖口层为代表。本区下蜀期泛濫粘土分布极广，如长江流域和湘江、贛江流域等，它常与較老第四紀沉积有十分明显的接触界綫。下蜀期泛濫层中化石种类是較多的，但多半是陆相淡水螺蚌，如 *Traumatophora trisulpta* Benson, *Buliminus contori* Phillippi, *Ganesella squatosella* Heude, *Biliminopsis buliminoides* Heude, *Eulota ravida* Benson, *E. phragtitum* Heude, *Pupa micra* 等；由于它們生活的时間較长（中更新世—全新世），不能做为划分地层相对时代的唯一依据。这里层位及相对时代的划分主要是联系了其它多种自然、地质因素进行的。青山期所沉积的砂土及亚砂土层在长江中下游沿岸地带并不罕見，比較标准的是武汉附近的青山层。青山层（或湖口层）与下蜀泛濫层呈不整合接触，常形成很高的二級阶地，在湖北、江西等地都可以見到它們的剖面（图 6，其中阶地排列的倒置現象，可能是受新构造运动的影响，詳見地质学报 39 卷 3 期 335 頁）。

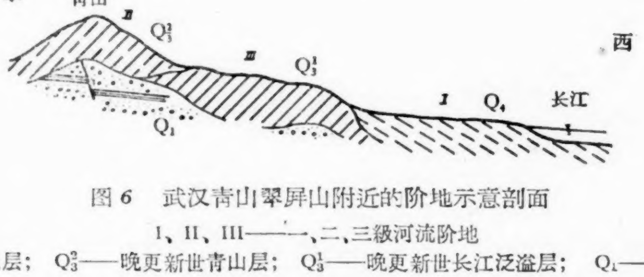


图 6 武汉青山翠屏山附近的阶地示意剖面

I、II、III——一、二、三級河流阶地

Q_4——全新世冲积层；Q_3^2——晚更新世青山层；Q_3^1——晚更新世长江泛濫层；Q_1——早更新世砂礫层

此外，在长江下游一带低山、丘陵的分水岭地带，常見較松散、富孔隙的褐黄色粘土（如馬鞍山、庐山等地）；根据其分布的高度和沉积物的物理特性，推断是下蜀停积期形成的风成粘土。还有些地区的山頂或坡麓，分布有褐紅色与褐黄色、含鉄錳結核的粘土（如南京方山等地），推断是下蜀停积期形成的坡积、殘积粘土。这些粘土过去都曾被統称为"下蜀粘土"，这样定名、区划是不全面的，容易引起混乱。在各地段的上更新統可做如下对比（表 4）：

表 4

地点 / 沉积期	湘江流域	长江中下游流域	汉水流域	贛江流域
青山期 (Q_3^2)		青山层 湖口层		老爷庙层(?)
下蜀期 (Q_3^1)	残积坡积粘土 湘江泛濫层	残积坡积粘土 风成粘土 长江泛濫层	残积坡积粘土 长江泛濫层	(微紅色粘土) 贛撫泛濫层

（四）全新統（Q_4） 全新統形成于最新升降区的最表层，我們常凭借某些地质营力

和現象、人类活动所留下的痕迹，可以直接或間接地推测到它的历史。本区全新統主要为河流、湖泊的冲积淤积层——褐灰、灰黄及灰黑色的粘土、砂礫。在多数情况下，它的分布多在近代河床、漫灘及一級阶地上，与較老地层的关系如图 7 所示，显示在地貌上具有一定的規律性。

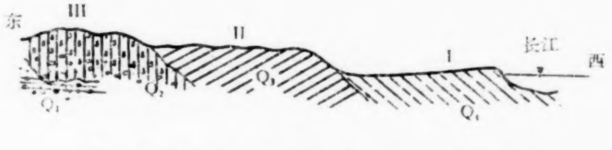


图 7　安徽銅陵沿江附近的一个剖面示意图

I——一級阶地；II——二級阶地；III——三級阶地；

Q_4——近代冲积淤积层；Q_3——长江泛溢层；Q_2——大姑期泥礫及虫狀紅土；Q_1——雨花台礫石层

全新世的坡积和殘积层不很发育，与較老沉积的界限不清楚，甚至难以划分它們的相对时代及层位。

三、本区第四紀沉积分布的某些規律

新构造运动給第四紀地层的分布以影响和控制，这种影响反映在以下几个方面：

（一）对于第四系厚度的影响

第四紀以来，由于新构造运动的影响，在本区形成了許多沉降带（图 8）。根据不完整的資料統計，本区各沉降带中第四系厚度如表 5 所示。通常从洼陷的边緣至中心部分，第四系厚度逐漸增大。例如，在江苏滨海洼陷区边緣的沭阳、揚州等地，第四系的厚度为 80—150 米左右，而在洼陷的中部（即滨海一带）厚度則超过 1,000 米；其它的洼陷带也是如此。

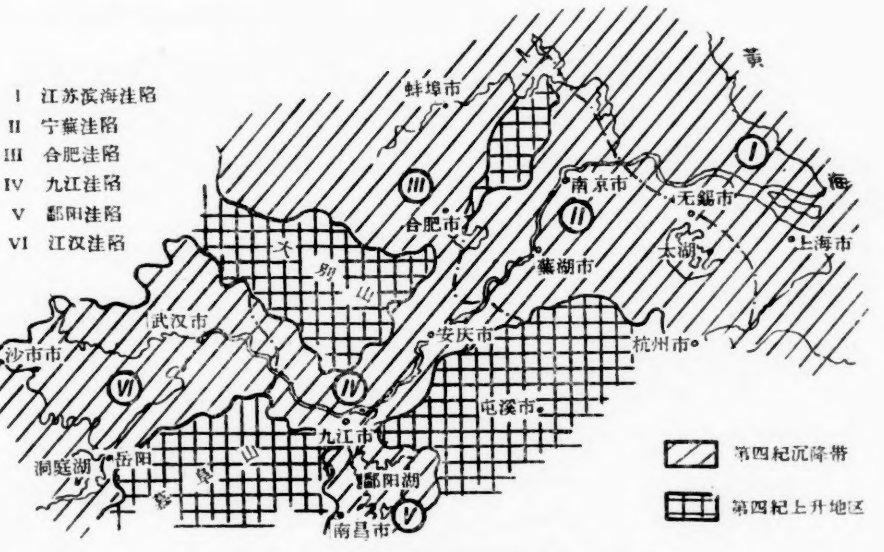


图 8　长江中下游地区第四紀沉降带分布示意图

表　5

江苏滨海洼陷	宁 蕪 洼 陷	合 肥 洼 陷	九 江 洼 陷	鄱 阳 洼 陷	江 汉 洼 陷
Q_4 30—150 米	Q_4 50—80	Q_4 40	Q_4 ±60	Q_4 (?)	Q_4 > 80—100
Q_3 ±50	Q_3 40—80	Q_3 40	Q_3 100—150	Q_3 ±130	Q_3 80—100
Q_2 } 200—900	Q_2 } ±50	Q_2 } 20—40	Q_2 ±30	Q_2 ±50	Q_2 20
Q_1 }	Q_1 }	Q_1 }	Q_1 ±40	Q_1 (?)	Q_1 ±30
总計 200—1200	±60—200	±40—120	±100—300	100—?	>100—250米

（注：第四系厚度系指自更新統至全新統的总厚）

（二）对第四紀沉积岩性的影响

1. 早更新世砾石层岩性的横向变化　在愈頻近洼陷带的中心、河流的下游及河口一带，岩层的顆粒組分愈細，分选性也愈好。例如，自南京至滨海三角洲一带，雨花台砾石层顆粒成分逐漸变細，由砾卵石层、砂砾石层遞变为含細砾的砂层（图 9），而且分选性变的更好；武汉至南京一带，沿江分布的早更新世砾石层，由分选性差的含泥質砂砾石层逐漸轉为較純淨的砂砾石层；在湘江与贛江流域也能見到与此相似的情况。不过，在本区受与区域沉积方向相交的側向沉积的影响（支流水系的影响），往往沉积岩岩性的上述变化规律，就会有局部的破坏。

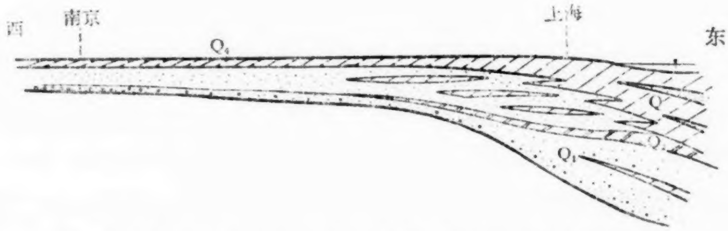


图 9　南京—上海沿长江近代河床第四紀地层剖面示意图

Q_1——雨花台礫石层；Q_2——紅色带紋粘土及紅色土；Q——滨海三角洲沉积(未分层)；Q_4——长江近代冲积层

2. 一些支流水系的河床中第四紀沉积岩相的横向变化　本区陆水、广水、修水、清弋江等长江的支流水系的上游，由于受第四紀末期上升作用的影响，沉积了粗粒、松散的洪积砾卵石层，而向下游顆粒逐漸变細了。大别山西南麓广水河的全新世河床剖面就是一个很好的例子（图 10）。

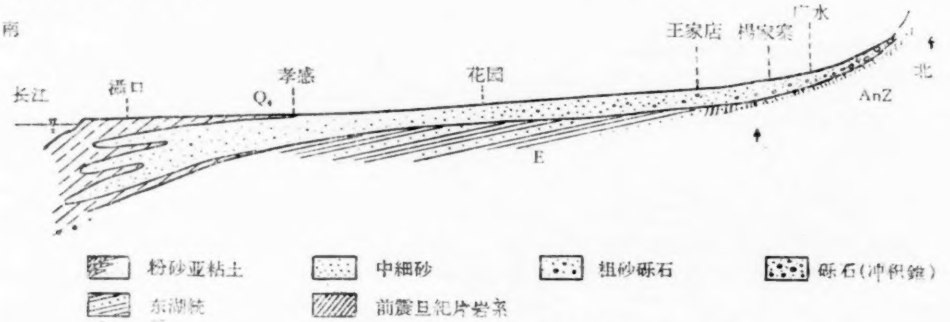


图 10　大别山西南麓广水河全新世河床示意剖面图

3. 山前洪积平原沉积岩相的横向变化　山前洪积平原沉积岩相的变化往往限制在一个不大的范围和距离之中。例如,大别山西南麓的一些山前洪积平原、皖东一些由前震旦紀片麻岩系組成的低山丘陵的山前洪积平原等,所堆积形成的洪积扇、冲积錐、坡积裙等(图 11)。

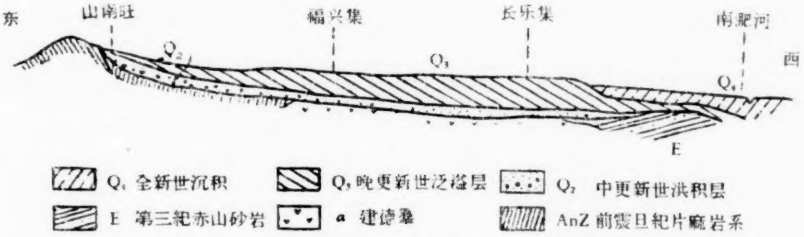


图 11　皖肥东山前平原第四紀沉积示意剖面图

4. 在本区一些山地的谷坡地带，冰川堆积物沿着其流动、堆积的方向,岩相有明显的递变　在江西庐山北麓为巨大的冰川漂砾,而在远离山麓的地带则递变为細的泥礫(礫石直径通常在 1—3 厘米左右);变化距离約为 10 公里,而在銅官山則为数十公里。

(三) 对第四紀地层分布高度的影响

本区早更新世礫石层,由于經历了第四紀以来多次升降运动的影响,通常形成河谷的三級或四級阶地,分布的标高在 25—80 米左右。但有些地区是長期处于沉降状态,下更新統多被埋复;如江苏滨海平原南部的三角洲地区,下更新統埋于 140 米下;九江、南昌等地的河谷地区,早更新世礫石层埋于河床阶地之下 10—40 米左右。

中更新世冰磧漂礫和間冰期堆积的紅色与赭紅色虫状粘土，在本区多分布于山麓地带,形成低矮的与山系成垂直的条形隴崗和丘陵;其高度于长江沿岸地区通常在 100 米以内,在鄂西恩施盆地则分布較高。

晚更新世泛濫粘土多分布于老河床地区;由于几次升降运动,使其形成二級或三級阶地;在景观上,多呈微侵蝕的波状低丘;分布标高在 25—60 米之間。

全新世地层由于未曾受过显著构造运动的影响(主要指上升的影响),其分布的高度通常是当地的最低地面,如河湖的漫滩及一級阶地等。

四、第四紀地层的分区概述及对比(表 6—11)

表 6　湖北西南部

全新統	近代冲积层——上部为灰黄色与灰色亚粘土及亚砂土,下部为砂礫石层,全厚超过 80 米;在本层下部的砂及粘土层中,常見多量近代腕足类等遺骸。	Q_4
上更新統	長江泛溢粘土——黄褐色粘土与亚粘土,含少量鉄錳結核,构成二級阶地,厚約 20～50 米。	Q_3
中更新統	蠕虫状粘土——赭紅色,含多量的白色蠕虫状高岭土斑点,厚約 5～10 米左右。	Q_2^2
	大姑冰磧泥礫——赭色泥礫;礫石大小相差殊异,大者可达 2～3 米,小者仅 2～3 厘米;在恩施、建施、五峯等地均有分布;厚度不詳,变化頗大。	Q_2^1
下更新統	雨花台礫石层——上部有一层紅黄色粘土,其下为黄色与灰白色砂层,再下为礫石层(其中不均的混有粘土)及砂礫层;見于宜都紅花套等地;厚約 20 米左右。	Q_1

表7　鄂东南及湘北区

全新統	近代冲积淤积层——灰黄与灰黑色亚粘土、砂土，在武汉附近厚約 40～60 米。	Q_4
上更新統	青山层——浅褐黄色与黄色的亚粘土及亚砂土；多不整合复于下蜀期长江泛溢层之上，形成很高的阶地；分布于洪湖、武汉等地；厚約 60 米。	Q_3^2
	长江泛溢层——褐黄色粘土，含有鉄錳結核；本层在长江沿岸地带多形成低矮的波状侵蝕阶地；含 *Buliminus Cantori*, *pupa micra* 等；厚約 40 米。	Q_3^1
中更新統	紅色虫状粘土——含白色高岭土斑条，有时成紅黄色；多見于长江东南沿岸，形成 30～40 米高之低丘与隴崗；厚度約 10～15 米。	Q_2^2
	大姑泥礫——赭色与褐黄色粘土夹礫石、漂礫，礫径以 10～40 厘米較普遍，其上通常被紅色虫状粘土或长江泛溢层所复盖；分布在东部及南部山区坡麓，在沿岸的剝蝕阶地上有时也有出露；其成因与中更新世冰川活动有关，厚度不詳。	Q_2^1
下更新統	白沙井礫石层——上部为灰白色、褐黄色砂层；下部为礫石层，見或混夹有紅黄与褐黄色粘土；湘北一带礫石层分选、渾圓度較好，鄂东（武汉、鄂城等地）一带則稍差。厚度在 20 米左右。	Q_1

表8　江西西北部

全新統	长江冲积淤积层——灰黄、灰褐色亚粘土及砂土；分布于长江、赣江沿岸的一級阶地及漫滩；最大厚度在 50 米以上。	Q_4
	湖相沉积——灰黄及灰褐色的砂土、淤泥与礫石混合或互层，在鄱阳湖等湖滨一带均有分布，厚度不詳。	Q_4
上更新統	湖口层——褐灰色亚粘土及亚砂土，性較疏松；其下部为黄褐色砂层夹粘土突鏡层；分布于湖口逥峯磯至彭泽一带及鄱阳湖滨一带，形成較高的阶地与丘陵；厚度約为 100 米。	Q_3^2
	长江泛溢层——褐黄色粘土、亚粘土，含有鉄錳氧化物的染色斑痕和結核，沿长江两岸分布，地貌上多构成侵蝕阶地，厚約 30 米左右。	Q_3^1
中更新統	庐山冰磧层——橙色及褐黄色的疏松泥礫，不含白色高岭土斑紋，仅見于庐山东北部 500 米高以上坳谷或谷坡中，厚度不一。	Q_2^3
	蠕虫状粘土——赭紅、褐紅色受湿热气候影响較深的粘土亚粘土，含多量高岭土斑条；高岭土常脫水后剝落，因而表层多呈峯窝状孔洞；具有垂直节理；多复于大姑泥礫层之上；在本区的較高山系的坡麓地带形成长条形的隴崗；厚約 20 米。	Q_2^2
	大姑冰磧层——赭色、褐黄色的粘土混有大小不均的礫石及漂礫，分选性很差的密实泥礫层；在赣西北一带分布很广；厚約 15 米，远离山麓逐漸变薄。	Q_2^1
下更新統	九江礫石层——上部为白色与韧黄色粘土互层（紋泥），下部間或含有不大的細礫，厚約 1 米左右；下部为砂礫层，其上为灰白、黄及紫灰色粘土与砂层，其下为砂礫卵石层厚約 40 米；見于庐山北麓临江阶地下部及南麓鄱阳湖滨。	Q_1

表9　安徽南部

全新統	河湖冲积淤积层——灰黄色、灰褐色的砂土与亚粘土，分布于长江及其支流水系沿岸的河漫滩及阶地、河床中，厚約50米。	Q_4
	近代坡积洪积层——松散砂、礫石与碎石夹粘土，分布于河流及山麓冲沟中。	Q_4
上更新統	长江泛溢层——褐黄色較密实的粘土与亚粘土，含鉄錳結核及其氧化物，层次不清或不具层次，形成侵蝕阶地或准平原；化石发現不多，有 *pupa micra* 等；厚30～40米左右。	Q_3
中更新統	蠕虫状粘土——紅与赭紅色粘土，受湿热作用影响显著，含灰白色高岭土条紋，下部常含夹少量細礫，复于泥礫层之上；本层表部之高岭土斑紋易剥落，呈蜂窝构造；由于富含鉄氧化物，干躁时异常坚硬；有时呈半胶結状，形成貧鉄矿薄层；本层厚約15米。	Q_2^2
	大姑泥礫层——赭色、褐黄色泥礫，礫石大小殊异；常見釘头状擦痕及其它被認为是冰磧物特征的証据；分布很广，在黄山、大别山周围之低山丘陵都有所見；厚約10～15米。	Q_2^1
	安庆礫石层——砂礫层，頂部常为薄层、灰白色黄褐色粘土，上部为礫砂层，下部为礫卵石层；厚薄不一；有的形成和堆积在阶地上面，有的則埋于河床，見于安庆、銅陵等地；厚約20米。	Q_1

表10　江苏南部

全新統	近代冲积层、淤积层及三角洲沉积——主要为河流、湖泊形成的冲积、淤积沉积；上部多为灰褐色亚粘土，含大量淡水螺壳及腐植物，下部一般递变为亚砂土、細砂的交互层。 长江三角洲沉积为陆相的亚粘土、砂土及灰綠色浅海相亚粘土、壚坶的交互层。	Q_4
上更新統	长江泛溢层(下蜀粘土)——褐黄色粘土及亚粘土，质細純，含有鉄錳結核及鈣质結核，不成层状或层次极不明显，具有垂直节理；平行长江两岸分布，形成老的阶地，为长江的泛溢沉积；含有 *Traumatophora trisculpta* Benson, *Ganesella squamosella* Heude, *G. squamolla* mut. *depressa* Hsü, *Buliminopsis buliminoides* Heude, *Eulota tavida* Benson, *E. phragmitum* Heude, *E. similaris* mut. *lungtanensis* Hsü, *E.* (*Aegista*) cf. *vermis* Reeve, *Clausilia obliterata* Hsü, *Buliminus cantori* Philippi, *B. funiculoides* Hsü, *Opeas siashuensis* Hsü, *Bithinia viviparoides* Hsü, *Fossarulus exiguns* Hsü, *Diplommatina pupinella* Heude, *Cyclophorus pallens* Heude. 等化石；厚度向下游逐增，至丹阳以东，此层則多被埋于全新世沉积之下，較少大規模出露；本层厚約45米。 风成粘土——褐黄色疏松的粘土，富孔隙，分布于本区丘陵的分水岭部分，厚度变化很大。 残积粘土——褐黄粘土(有时微具褐紅色)，含大量的鉄錳結核，多見于玄武岩形成的殘丘的頂部；厚約3米。	Q_3
中更新統	泥礫——上部为紅色含白色(高岭土)条紋的粘土，下部含細砂；底部为大小不一，排列无序的礫石漂礫，混有大量粘土，此层仅見于棲霞山一带；厚度不詳。	Q_2
下更新統	方山玄武岩——为灰黑至棕褐色的噴出玄武岩及細粒輝长岩所組成；厚約100米左右。	
	雨花台礫石层——松散的砂层及礫石层，礫石以石英成分为主；上部多为灰白色微紅色的粘土层，中部为均匀的砂层，下部为礫石砂层；多构成老的阶地，見于本区长江两岸；厚約50米。	Q_1

以上述第四系地区性資料为基础，可将长江中下游的第四系綜合列成表11。

在結束本文时，作者須指出：最近的野外調查資料和孢子花粉、古生物研究資料搜集的不够，这不能不是本文的一个缺陷。因此，上述的地层表只能供作参考，并希地质工作者們根据今后的实际工作資料加以补充和修改，使之日益完善。

表 11　长江中下游地区第四系綜合簡表

地层		层位	层序	符号	岩性描述	分布
全新統		河、湖冲积-淤积层 山麓洪积坡积层 三角洲沉积		Q_4	灰黄、灰黑色粘土、亚砂土、砂，厚度可超过 80 米。 砂卵石、砂及粘土互层，厚度通常不超过 20 米。 灰褐及灰綠色粘土与亚砂土，厚度超过 100 米。	沿本区水系的河床及湖泊、漫滩均有分布。 分布于长江支流水系的上游河床地区。 长江河口三角洲地区。
更新統	上更新統	青山层	2	Q_3	灰黄、褐黄色的粘土及砂土，厚約 50～100 米。	分布于长江沿岸的洪湖、武汉、湖口、澎泽等地。
更新統	上更新統	河流泛濫层	1	Q_3	褐黄色粘土及亚粘土，厚約 40 米左右。	分布于长江及其支流水系的沿岸一带，多构成阶地。
更新統	上更新統	风成粘土 殘积粘土		Q_3	褐黄色尘土状粘土 褐黄色，有时带微紅色的粘土，含有多量的結核和碎块。	分布于长江沿岸的低山丘陵的頂部。 分布于玄武岩、石灰岩及变质岩等区的山頂或分水岭，如南京方山等地所見。
更新統	中更新統	庐山冰磧层 蓮塘层	3	Q_2	褐黄色的松散泥礫碎石，为庐山冰期的冰磧堆积及坡积层。 褐紅色的亚砂土、性較疏松，含白色細紋，厚約 15 米。	見于庐山及安徽黄山、銅官山等地。 見于赣江下游。
更新統	中更新統	施家窰层 蠕虫状粘土	2	Q_2	褐色的砂、粘土及礫砂互层、分选性不很好，厚約 20 米。 赭紅色粘土及亚粘土、含多量高岭土短条，形如蠕虫状，厚約 15 米。	分布于赣江下游南昌一带的沿岸阶地上。 分布于本区沿岸山区山麓地带，形成条形隴崗。
更新統	中更新統	山前坡积洪积扇沉积及洪积、坡积层 长头稜层 大姑冰磧层	1	Q_2	松散的砂礫层及砂粘土层，分选性不很好，常混有多量碎石和粘土。 分选性很差的砂礫层及亚粘土层。厚約 8.0 米。 赭色及褐黄色泥礫(粘土夹漂礫)，礫石径大小悬异，常見釘头条痕。厚 10 米左右。	分布于本区上昇的山麓地带（如大别山区等）。 分布于赣江下游南昌一地的老阶地上。 分布很广，在皖南、赣西北、鄂西及鄂北山区山麓一带，广有所見。
更新統	下更新統	玄武岩	?	Q_1	棕褐、灰黑色噴出的玄武岩及細粒輝长岩，厚約 100 米左右。	分布于江苏北部、安徽中部及东北部。
更新統	下更新統	鄱阳紋泥	2	Q_1	赭紅与白色的带状粘土（紋泥），厚約 3 米左右，下部有时含有細礫。	分布于长江沿岸九江、鄱阳湖及赣撫平原一带。
更新統	下更新統	礫石层	1	Q_1	灰白及黄色砂礫石层。上部常为白、黄及紫灰色的粘土及砂；下部为礫卵石层。厚約 10～50 米。	分布于长江、赣江、湘江河谷一带、多构成老的阶地。
漸新統		宣南层		E_3	褐紅色泥质砂岩夹頁岩，胶結不好。与"赤山砂岩"时代相当。	分布于武汉至銅陵一带的长江沿岸。赤山砂岩分布于南京、合肥等地。

参　考　文　献

[1] 熊毅：江西更新統粘土之性质及其生成。地质論評 1944 年 9 卷。
[2] 馬溶之：中国黄土之生成。地质論評 1944 年 9 卷。
[3] 秉　范：嘉陵江下游河阶地形之研究。地质論評 1938 年第 3 卷。
[4] 馬廷英：最近地质时代以降亚洲地理环境的变迁与中国黄土平原的形成，地质論評 1940 年第 5 卷 1 期。
[5] 李四光：中国地质学。正风出版社。
[6] 喻德渊：中国地质学。地质出版社，1959。
[7] 方鴻琪：长江中下游地区的新构造运动。地质学报，第39卷 3 期，1959 年。
[8] 张宗祜：中国第四紀沉积物地质特征。"水文地质工程地质" 1959 年第 8 期。
[9] 尹国康、王宗汉等：洞庭湖湖区地貌。地理学資料，1960 年第 6 期。

第41卷 第3-4期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 3-4
1961 年 12 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

羥矽鈹石的晶体結构

彭志忠　龔夏生

羥矽鈹石的成分为 $Be_4Si_2O_7(OH)_2$。晶体属斜方晶系，斜方单錐晶类，密度为 2.6 克/厘米^3。

T. 依托和 J. 魏斯特[1]测得羥矽鈹石的晶胞参数为：

$$a = 8.67\,\text{Å},\ b = 15.19\,\text{Å},\ c = 4.53\,\text{Å}$$

晶体所属的空間羣为$C_{2v} = Cmc$1)，$N = 4$。

T. 依托和 J. 魏斯特所提出的羥矽鈹石的結构为：鏈状的矽氧骨干 $[SiO_3]_\infty$ 和孤立矽氧四面体$[SiO_4]$通过 Be 联結起来。Be 的四面体也有两种型式，即成为无限延伸的鈹氧四面体鏈$[BeO_3]_\infty$和孤立的四面体$[BeO_2(OH)_2]$。但是 T. 依托和 J. 魏斯特所提出的結构与羥矽鈹石的形态特点、物理性質有明显的矛盾；而且与基于大量資料所总結出的鮑林(Pauling)法则[2]有抵触。因此上述結构模型沒有被大多数学者承認。

本工作中应用的羥矽鈹石晶体采自我国某鈹矿床。軸长与空間羣的测定結果与 T. 依托和 J. 魏斯特相同。強度数据是在魏辛堡(Weissenberg)照相机上用多重胶片法收集的，目測強度，按一般方法进行了修正与还原。

应用最紧密堆积原理并参考羥矽鈹石的形态与物性特点肯定了O^{2-}在晶胞中的排列；然后运用派特逊(Patterson)函数、空間考虑、鮑林法则以及矽酸盐的其他晶体化学特点，对正离子作了安排，从而取得一个合理的試用結构。这种結构与 T. 依托和 J. 魏斯特的結构根本不同。最后，按照試用結构計算了电子密度分布函数 $\rho(y,z)$与 $\rho(x,y)$。在試用結构肯定后进行了修正。根据修正后的电子密度图所引出的原子坐标参数表列于下：

原　　子	x	y	z
Si	0.331	0.113	0.601
Be_I	0.158	0.050	0.133
Be_{II}	0.342	0.223	0.133
O_I	0.158	0.050	0.500
O_{II}	0.342	0.223	0.500
O_{III}	0.331	0.113	0.000
O_{IV}	1/2	0.058	0.500
OH_I	0	0.116	0.000
OH_{II}	0	0.216	0.500

羥矽鈹石的結构如图 1 所示。

在羥矽鈹石晶体結构中氧离子(包括 OH 在内)作六方最紧密排列，最紧密排列层平行于(001)。Si 与 Be 置于最紧密排列的四面体空隙中。离子的电荷平衡如下表所示：

1) 为了保持 $b > a$ 的习惯，将 T. 依托和 J. 魏斯特的 a 与 b 互换位置。

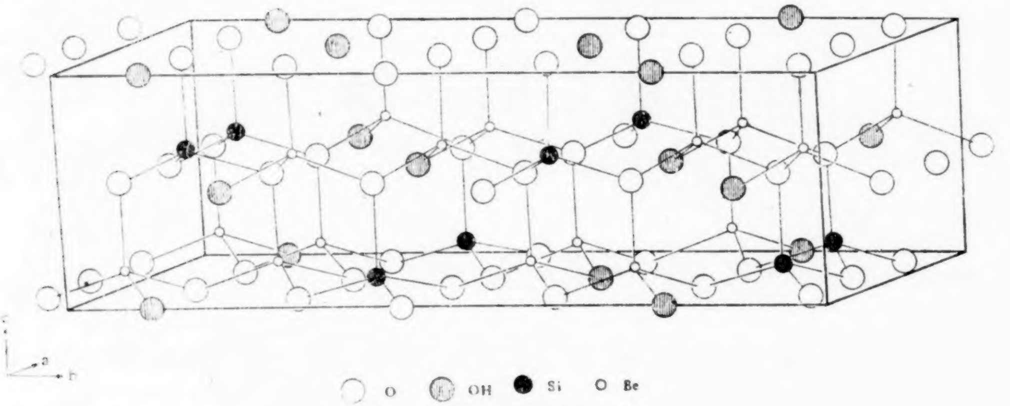


图 1 羟矽铍石的晶体結构

	Si	Be_I	Be_{II}	
O_I	$\frac{4}{4}$	$2\times\frac{2}{4}$		2
O_{II}	$\frac{4}{4}$		$2\times\frac{2}{4}$	2
O_{III}	$\frac{4}{4}$	$\frac{2}{4}$	$\frac{2}{4}$	2
O_{IV}	$2\times\frac{4}{4}$			2
OH_I		$2\times\frac{2}{4}$		1
OH_{II}			$2\times\frac{2}{4}$	1

羟矽铍石結构中矽氧骨干为双四面体$[Si_2O_7]^{6-}$,双四面体的形状如图 2 所示。双四面体之尖端朝向晶胞的上方(图 1);彼此間通过 Be 联結起来。

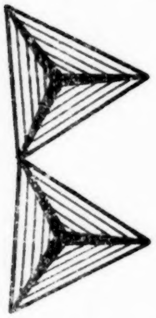


图 2 羟矽铍石結构中的双四面体

在羟矽铍石結构中的矽氧骨干中 Si—O—Si 的鍵角为 114°;这是目前已被研究的矽酸盐矿物中的鍵角最小者。接近 Si—O—Si 鍵角所可能达到的几何极限,这种形式的矽氧骨干的发現有力地証明了别洛夫(Н. В. Белов)的理論,即矽氧骨干只具有韧性而不具刚性的理論[3,4]。

羟矽铍石結构中(OH)离子的距离为 2.81 Å。显然,在氫氧离子之間有氫氧鍵存在[5]。在結构中,(OH)离子用氫氧鍵联系形成与 z 軸平行的无限延伸的鏈。

根据这次工作所提出的結构模型,羟矽铍石的形态特点、物理性质以及成因可以得到合理的闡明。

参 考 文 献

[1] T. Ito and J. West Zeit. Krist., **83**, 384—393 (1932).
[2] L. Pauling The Nature of Chemical Bond. (1960); p. 543—562.
[3] Н. В. Белов Структура силикатов. Зап. всесоюзн. минер. общ., 86, № 2, (1957).
[4] Н. В. Белов Новые силикатные структуры. Крсталлография. том 2, вып. 3, (1957).
[5] А. Ф. Уэллс Строение неорганических веществ. 1948. р. 288.

第41卷 第3-4期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 3-4
1961 年 12 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

祁連山正地槽相鉄矿矿石中含鉄碳酸盐类矿物研究

刘 永 康

在 1956 年至 1958 年間，我們对祁連山正地槽相鉄矿床进行了一些研究。本文准备介紹該类鉄矿矿石中的含鉄碳酸盐类矿物的研究結果，和一些实驗观測資料，以供从事鉄矿工作的同志們参考。

一、緒　論

(一) 研究含鉄碳酸盐类矿物的意义

过去，地質工作者往往对含鉄碳酸盐类矿石矿物的重要性認識不够，常常在普查勘探鉄矿时，产生漏矿、丢矿現象。这里首先談談含鉄碳酸盐矿层的分布和野外簡易識别法。

在地台区含鉄碳酸盐矿层在地层剖面上往往位于具海浸层序的鉄的氧化矿物矿石层之上，而作为次要矿石开采。震旦紀鉄矿床中，含鉄碳酸盐类与鉄的氧化物、含水氧化物和含鉄綠泥石(鲕綠泥石、鳞綠泥石)混合組成鲕状矿石。矿体向深部发展，菱鉄矿含量增高，其在矿石中的意义亦相当重要。如有名的宣龙式鉄矿的一些矿区即为此例。广泛分布于我国南方的泥盆紀宁乡式鉄矿，常常出現有菱鉄矿矿石层，或由菱鉄矿构成鲕状矿石的胶結物。就是在一般認为是殘积成因的山西式鉄矿中，也有含鉄碳酸盐矿石的透鏡体出露。不久前，在南方二迭紀地层中发現了单独的碳酸盐鉄矿层，且具一定規模。不少地方，在煤层上下的碳質頁岩层中常常可以見到成层的菱鉄矿結核和团块。有的地区，煤系中的含鉄碳酸盐作层状分布而为地方兴办的小型炼鉄厂的主要矿石产地。

在我国西北和西南的古生代地槽中，发現有巨厚的碳酸盐鉄矿层。其层位不定，不具明显的海浸层序，而与类复理式建造或火山-沉积建造共生。

据文献資料，在前震旦紀輕变質鉄矿中，亦有大量含鉄碳酸盐矿层出現，如著名的南非那馬-特兰斯瓦尔 (Нама–Трансваль) 鉄矿中有大量含鉄碳酸盐矿石，甚至有的矿石还完整地保留有鲕状构造(Н. М. Страхов, 1947)。在我国地层中与其相当的可能是南方的板溪羣和昆阳羣，在这些地层中找寻含鉄碳酸盐矿石的鉄矿亦应引起注意。含鉄碳酸盐矿石亦可形成独立的、巨大矿床，如苏联的别卡尔鉄矿以及我国祁連山正地槽相鉄矿。因此，从事于鉄矿普查勘探的地質工作者对这种矿石类型的矿床应給予足够重視。

含鉄碳酸盐类矿石，一般呈浅灰至深灰色，但因在矿石中混杂有其它带色矿物細粒而使含鉄碳酸盐顏色呈白色(含石英、重晶石細粒)、綠色(含綠泥石細片)、紅色(含有鉄的氧化物和鉄的含水氧化物細粒)和黑色(含細粒磁鉄矿、錳的氧化物細粒)。由于含鉄碳酸盐矿石常呈致密状或具細粒結构，因而往往在野外被誤認为普通的碳酸盐岩石。这里介紹

一种簡易的鉴别方法如下：

将形似一般碳酸盐但比重大、遇酸不起泡的岩块取一小块粉碎磨細，盛于試管或瓷杯中，加热 20 分鉔左右，若粉末变黑，且由无磁性变为磁性粉末，則証实岩块中含有含鉄碳酸盐类矿物。

（二）研 究 方 法

对祁連山正地槽相鉄矿各成矿区矿石中含鉄碳酸盐矿物的研究，主要是通过下列方法进行的。

（1）矿石薄片或光片的显微鏡观察： 总計約观察近 350 片光片和 300 片薄片的矿石結构和矿物組成。这是我們研究和討論鉄矿矿石矿物特征的主要方法之一。

（2）化学分析和光譜分析： 由于各成矿带各矿区的矿石矿物顆粒微細，并含有多种成分，因而很难找到純碎的矿石矿物进行化学分析和光譜分析，所以一般在进行分析之前，矿样需进行实驗室的选矿。有的单矿物无法选純时，只得选择較富的矿石直接进行化学分析和光譜分析。

光譜半定量分析項目包括有益成分釩和鈦，有害成分鉛、鋅，选择这些分析項目是为了对比矿石，以研究鉄矿物質来源和成因。

化学分析虽然作得不多，但对菱鉄矿研究得却比較仔細，其分析主要項目包括：FeO、MgO、MnO、CaO、CO_2 和 Fe_2O_3。个别样品还分析了 SiO_2、Al_2O_3 和其他項目。选定这些分析項目，是为了配合差热分析，以便确定矿石中二价元素究竟是类質同象組成唯一的菱鉄矿或鉄白云石呢，还是組成多种碳酸盐的混合矿石？因为矿石不純，部分矿样的分析不准，特别是 CO_2 的分析不够准确，矿物分析的精度很少达到 95% 以上。

（3）差热分析： 为了查明矿石中碳酸盐的性質和种类，我們进行了一系列的差热分析，变换方法和仪器进行了多次測定，其結果表明碳酸盐矿物的吸热效应非常灵敏。当最初我們用高灵敏度的差热仪，用自动照相記录曲綫的方法作分析时，所得結果，滿意的不多，由于矿物反应非常迅速，因而常不能得到完整的曲綫。在国外，分析碳酸盐时，遇此种情况，有人采用在矿样中加入一些稳定剂如 Al_2O_3 粉等(А. И. Цветков, 1949)来降低碳酸盐的灵敏度，但我們在分析时，沒有采用这种方法，而是采取直接降低自动电位計的灵敏度，用笔記的方法繪出曲綫，其結果很好。为了研究矿物对热效应的微細变化，我們也同时采用了高灵敏度自动照相的方法，选择曲綫較完整者作补充和驗証。

此外，对鉄白云石还进行了伦琴射綫粉晶照相分析。对矿物的比重和折光率也进行了測定。

二、地 質 簡 述

祁連山正地槽相鉄矿产于祁連山加里东褶皺带（涂光熾，1959）西部，集中分布在褶皺带内的前寒武紀隆起的南緣。鉄矿羣构成甲、乙、丙三个成矿区：

甲成矿区的鉄矿，产于寒武系内，又可分为南带和北带两成矿亚区。北带矿床围岩，是由輕变質的石英岩、碳質千枚岩、千枚状泥灰岩、綠色粉砂質千枚岩、碳質板岩等組成。矿层底盘和頂盘围岩具类复理式构造。南带矿床围岩与北带同，但部份矿床則产于黑色

碳質千枚岩中。矿体呈层状或透鏡状，褶皺強烈。北带矿床的矿石以菱鉄矿矿石和菱鉄矿-鏡鉄矿混合矿石为主。矿石具条带构造，富含碧玉、重晶石、鉄白云石。南带矿石以菱鉄矿矿石为主，富含燧石。

乙成矿区的鉄矿，与甲成矿区的鉄矿在同一走向綫(北北西—南南东)上。矿床亦产于寒武紀千枚岩系中。矿床围岩是具类复理石构造的綠黑色粉砂岩。矿体呈层状和透鏡状。矿石以菱鉄矿-磁鉄矿混合矿石为主，其次是菱鉄矿矿石。都是微具紋理的块状矿石。

上述两成矿区的鉄矿剖面，都看不出象地台型鉄矿那样明显的海侵层序。但以矿层巨厚、特殊的矿石矿物組合、矿石具条带构造，作为地槽区沉积鉄矿的标型。

丙成矿区，位于上述两成矿区之南。鉄矿产于奧陶紀火山-沉积岩系中。鉄矿与基性火山岩在空間上密切共生，但矿床却只产于火山-沉积岩系中的黑色碳質板岩内。矿体成层状或透鏡状。矿石以赤鉄矿矿石为主，亦具条带构造。矿石中含碧玉条带，局部矿石里有大量的含鉄綠泥石条带。菱鉄矿矿石不多，但却常常見到，它呈各种顏色，組成条带状矿石，单独以透鏡状矿体出現，或夾于赤鉄矿矿层中。

表 1　各成矿区的矿石矿物共生表

成矿区		矿物种类	鉄的氧化物和含水氧化物类	鉄的碳酸盐类	二氧化硅和硅酸盐类	硫酸盐类	硫化物类
甲成矿区	北带	主要矿物	赤鉄矿、鏡鉄矿	菱鉄矿、鉄白云石	碧玉、燧石、石英	重晶石	
		次要矿物	磁鉄矿、假像赤鉄矿、褐鉄矿		絹云母	黄鉀鉄矾、叶綠矾	黄鉄矿
		稀少和微量矿物	穆-赤鉄矿	方解石	綠泥石		黄銅矿、斑銅矿、方鉛矿
	南带	主要矿物		菱鉄矿	燧石、石英		
		次要矿物	赤鉄矿、假像赤鉄矿、磁鉄矿、褐鉄矿	鉄白云石	絹云母		黄鉄矿
		稀少和微量矿物	針鉄矿、含水纖維鉄矿、纖維鉄矿	方解石	綠泥石	重晶石	方鉛矿
乙成矿区		主要矿物	磁鉄矿	菱鉄矿	石英、燧石		
		次要矿物	褐鉄矿		綠泥石		黄鉄矿
		稀少和微量矿物					
丙成矿区		主要矿物	赤鉄矿		碧玉、燧石、石英		
		次要矿物	褐鉄矿、六方磁鉄矿	菱鉄矿	含鉄綠泥石		
		稀少和微量矿物	磁鉄矿、假像赤鉄矿		綠泥石		黄鉄矿

内成矿区的矿床成因，可能属地槽区的火山-沉积鉄矿类型。

現將三大成矿区的矿石矿物，列于表1中。

三、含鉄碳酸盐矿物特征

(一) 菱 鉄 矿

甲成礦區

I. 分布和結构构造

菱鉄矿是甲成矿区最主要的矿石矿物。尤其是在其南带的矿床矿石中，菱鉄矿几乎占含鉄矿物的90%。虽然北带矿床的矿石中，含有不少的鏡鉄矿，但矿石中菱鉄矿的总量，仍然是造矿矿物的最大者，下面将分别描述它在各矿床中的分布和結构。

北带：

1. 第一矿区：菱鉄矿有黄白、褐紅和鮮紅等顏色都构成条带交互层。从构造上来研究，菱鉄矿除与赤鉄矿、鏡鉄矿、磁鉄矿、碧玉、重晶石組成互层条带构造外，还形成結核状、团块状以及"阿尔卑斯"型脉状等构造。从結构上来看，它具有各种粒度的自形、半自形和他形結构。現將矿石中菱鉄矿与各种矿物的結构关系描述如下：

(1) 組成单条带的黄白色致密菱鉄矿，常分布在第一矿区矿体的中部和中下部，这种菱鉄矿，有时成为厚愈1米的致密矿层。在显微鏡下观察，致密菱鉄矿为細粒結构，其中常含有石英和重晶石(照片1)。致密菱鉄矿顏色发白的原因，可能就是因混杂有重晶石之故。

(2) 在第一矿区的菱鉄矿的另一种主要結构，是与鏡鉄矿和石英（有时也有重晶石）組成各种不同含量比例的混合矿石条带（照片2），不論在何种矿物含量比例的条带中，它都是成等粒半自形結构。

(3) 有时在薄片下，可以观察到第一矿区矿石里的菱鉄矿具殘余的胶体結构。照片3是三矿物相的矿石条带的显微照片，照片中菱鉄矿和石英都成一顆顆球粒被赤鉄矿胶結，有的球粒还显环带构造。在燧石条带的显微結构观察中，有一些作球粒状分布的菱鉄矿，球粒内菱鉄矿結晶非常細小、球粒的边界因重結晶作用而遭破坏，这都是一些胶体沉积的殘余結构。

(4) 第一矿区矿石中的菱鉄矿，經后生变化之后，在成岩阶段受到重結晶作用；在变质阶段发生分异变純，或被磁鉄矿和假像赤鉄矿所交代；单独或与其它矿物一道构成"阿尔卑斯"型脉，貫入于各种矿石条带中。

南带：

2. 第二矿区：菱鉄矿是第二矿区原生的造矿矿物中最重要的矿物，約占矿石矿物的90%。

第二矿区矿石的菱鉄矿为灰色致密状菱鉄矿，其結构在显微鏡下观察为等粒半自形的細粒或中粒結构，粒径为0.005毫米至0.1毫米，菱鉄矿与絹云母和石英共生。

含鉄千枚岩夾层中的菱鉄矿，菱鉄矿的顆粒为細粒，与絹云母一起，作为石英碎屑的胶結物。

粗粒的菱鉄矿，仅見于变質作用所形成的"阿尔卑斯"脉中。

3. 第三矿区：矿石中的菱鉄矿，顏色非常繁多，有黄灰色、灰綠色、紅色和灰色，其中以灰色为主。各种顏色的菱鉄矿与各色燧石組成互成条带状矿石。菱鉄矿的顏色虽然很多，但在显微鏡下观察，其結构大致是相似的。都具等粒半自形結构，顆粒大小平均为0.01毫米。

紅色菱鉄矿在反光显微鏡下观察，見其具紅褐色的內反射色。可能是因菱鉄矿含赤鉄矿之故，而綠色菱鉄矿則是含有鎂綠泥石。

照片4是致密菱鉄矿条带的显微結构照片，照片中可以看到高突起的菱鉄矿与石英和白云母、絹云母、长在一起。菱鉄矿大部分具半自形結构，在照片右下角石英中的粗粒菱鉄矿斑晶却具有自形結构。因矿石采自地表露头，所以菱鉄矿遭受褐鉄矿化，照片中黑色不透明的矿物即为褐鉄矿。

除上述矿物組合外，致密菱鉄矿矿石中常含有自形的假像赤鉄矿斑晶（照片5）。

在燧石条带中的菱鉄矿或为自形的斑状結构，或为自形的細粒結构，呈細条带状分布。

4. 第四矿区：矿石的菱鉄矿亦为致密状，在显微鏡下观察，菱鉄矿的顆粒集合体的粒度为0.01—0.05毫米，与石英共生。

II. 菱鉄矿的光譜分析和化学分析

在未談到甲成矿区各矿床矿石中菱鉄矿的化学成分的特征之前，首先需說明的是，各矿区的矿石以混合矿石为主，因而很难找到不含任何其他矿物杂質的菱鉄矿；又因矿石中的菱鉄矿，顆粒很細，所以矿物的分析样品都需經过选矿处理，后面所談到的菱鉄矿的分析，其样品一般都經历过下列实驗室的选矿流程。

矿样磨碎通过80—100孔篩后經电磁选。在不断变换磁选机的电流強度和流槽的角度时在几种适当的情况下，可以除去不純菱鉄矿矿样中的鏡鉄矿、黄鉄矿以及石英和重晶石。継后，再用二碘甲烷处理，将石英除去。通过以上手續之后，就可得到純度达90%以上的菱鉄矿精矿。

为了对甲成矿区各矿床的矿石进行对比研究，所以对菱鉄矿中的微量元素采用光譜半定量分析，其結果見表2。

从表2中可以看到，菱鉄矿中釩的含量，由0—0.008%，經过选矿的較純菱鉄矿中所含的釩为痕迹至0.002%。一般还是相当稳定的。

鈦的含量为0—0.06%，各矿区的菱鉄矿經过选矿，其鈦含量均非常固定，都是0.008%—0.01%。未經精选的菱鉄矿的含鈦量則变化很大。

鉛在菱鉄矿中的含量和分布，很不均匀，一般都不含鉛，高者达0.08%。当样品未被选淨，則分析結果中含鉛量就增高；否則，完全不含鉛，因而說明鉛未能代替菱鉄矿中的二价元素。

鋅在菱鉄矿中最高含量达0.03%，一般都不含鋅，其存在状态与鉛相同。

从表2中同样可以看出，經过仔細选矿的菱鉄矿都不含分散元素，或含量极微，因而証明分散元素不存在于菱鉄矿中。

表 2 甲成矿区各矿区矿石里的菱鉄矿的光譜半定量分析

矿区	順序	标本号	矿物	分析結果(%) 有益和有害組分				备註
				V	Ti	Pb	Zn	
第一矿区	1	$\frac{9-2}{CK6}171\frac{4}{5}$	致密块状、含有微量的鏡鉄矿和石英的灰白色菱鉄矿	0.001	0.008—0.01	0.08	0.01—0.03	經过选矿处理
	2	$\frac{16-2}{CK_{26}}269$	同 上	0.002	0.008	—	—	同 上
	3	$\frac{7-2}{CK_{7}}239$	淡黄白色粗粒菱鉄矿	0.002	—	—	—	同 上
	4		致密块状淡黄灰色菱鉄矿	0.005	<0.01	—	—	同 上
	5	$\frac{61}{CK_{20}}71\frac{2}{5}$	含有微量的重晶石細脉、和鏡鉄矿的紅色菱鉄矿	≥0.001	≥0.001	—	—	未經选矿处理
	6	$\frac{18}{CK_{3}}265$	含有极微量鏡鉄矿的致密黃白色菱鉄矿。	0.001	<0.001	—	<0.03	同 上
第二矿区	7	$T\frac{10}{CK_{2}}75$	含少量黃鉄矿的致密黑灰色菱鉄矿	0.003	0.06	0.003	—	同 上
	8	$T\frac{8}{CK_{2}}97$	致密块状，微具层理的灰色菱鉄矿（含有肉眼可見的方鉛矿小点）	0.008	0.03	0.003	0.01	同 上
	9	$T\frac{5}{CK_{2}}86$	同 上	0.002	0.01	0.3	0.01—0.03	同 上
第三矿区	10	316 白 5	致密块状的綠灰色菱鉄矿	痕	0.008—0.01	>0.06	0.1	經过选矿处理
	11	332白13—1	同 上	—	0.003	—	0.01—0.03	未經选矿处理
	12	312 白 2—1	具条带构造的灰綠色菱鉄矿	0.003	—	—	0.01—0.03	同 上
第四矿区	13	306 西 6	致密灰色菱鉄矿	>0.001	0.01	—	痕	同 上

組成甲成矿区菱鉄矿的端元組分，是很复杂的。 表 3 是菱鉄矿中所含主要成分的化学分析結果。

較純的菱鉄矿中，含 FeO 都超过 45%，最高 48%，若以后者折算成 Fe 的含量，則为 37.3% 与純的 $FeCO_3$ 中含有 52% 的 Fe 来比較，其含鉄量是大大的降低了，查究其原因有二，首先是分析矿样不純，因而降低了 FeO 的含量，也就降低了 Fe 的含量，但是更重要的原因是菱鉄矿中的 Fe 被 Mg 和 Mn 所取代。

菱鉄矿中氧化鎂的含量都很高，最高的大于 7%，一般 MgO 在 5% 左右。

氧化錳在菱鉄矿中，具有很明显的分布規律，在甲成矿区北带（以第一矿区为代表）的矿石中，MnO 的含量一般在 2% 以下，通常含量为 1.5% 左右。但是在甲成矿区的南带則含量大大增高，一般含量都大于 6%，只有个别样品的 MnO 含量較低。 有的如第四矿区的菱鉄矿（表 3 中的 11 样），含 MnO 竟高达 12%，可以称为錳菱鉄矿了。

三氧化二鉄在菱鉄矿中的分布是不均匀的，这不是菱鉄矿的組分，而是矿样中未除尽的褐鉄矿或鏡鉄矿。

III. 菱鉄矿的差热分析

图 1、2、3，是第一矿区、第二矿区、第三矿区菱鉄矿的差热分析曲綫。曲綫形状完整，是用笔記差热仪进行分析取得的結果。实驗条件是用降低自动电位計的灵敏度来描繪曲綫。电压为 140 伏—200 伏自动升压升温，温度是室温至 1,000℃，加热时間一般是 30 分鈡至 45 分鈡，9 个矿样的曲綫基本上是一致的，具有相似的形状。菱鉄矿开始分解吸热的温度一般为 470°—525℃，个别的样品如图 2 的第二条曲綫为 580℃，吸热谷位于 570℃—620℃之間，放热峯位于 610℃—690℃，曲綫最終回返至零位綫的温度为 700℃左右。开始分解温度、吸热谷的温度、放热峯温度，是直接观察記录的，都註明在曲綫的变形处。

图 1 中的曲綫所代表的矿样的成分，除第五曲綫的矿样外，都进行过化学分析，其結果参閱表 3。表中順序号为 3、2、1 的矿样的成分是图 1 中第一、第三和第四、第六条曲綫的成分。第二条曲綫的矿样据化学分析含有 43.30% 的 FeO 和 1.20% 的 Fe_2O_3。图 2 第一条的成分見表 3 中順序号 6、7 矿样的化学分析結果。图 3 的成分参閱表 3 中順序号 8 的矿样的化学分析結果。

表 3　甲成矿区各矿区矿石里的菱鉄矿的化学分析

矿区	順序	标本号	矿物	分析結果 (%)								备註
				二价金属元素氧化物				二价元素总和	CO_2	ΣRO 加 CO_2	其他成分	
				FeO	MgO	MnO	CaO	(ΣRO)			Fe_2O_3	
第一矿区	1	$\frac{9-2}{CK_2}171\frac{4}{5}$	灰白色菱鉄矿	41.40	4.18	1.50	0.74	47.82	29.46	77.28	1.19	經过选矿处理
	2	$\frac{16-2}{CK_{23}}269$	同上	47.00	6.32	1.75	1.04	56.11	35.48	91.59	0.15	同上
	3	$\frac{7-2}{CK_7}239\frac{2}{16}$	淡黄白色粗粒菱鉄矿	45.50	7.07	1.75	0.895	55.21	36.61	94.82	1.57	同上
	4	$\frac{61}{CK_{20}}11\frac{2}{5}$	同上	48.93	5.66	1.8	0.63	57.02	34.86	91.99		見註 1
	5	$\frac{18}{CK_2}265$	同上	33.18	5.22	1.70	0.92	41.02	30.74	71.76	1.49	未經选矿处理
第二矿区	6	64—21	灰色菱鉄矿	45.30	5.15	5.50	1.04	56.99	32.51	89.5	2.80	經过选矿处理
	7	$T\frac{5}{CK_2}86$	同上	32.25	3.23	1.70	0.79	37.92	23.58	61.55	1.18	見註 2
第三矿区	8	332白13—1	綠灰色菱鉄矿	41.56	4.94	5.00	0.82	52.32	30.85	83.17	—	未經选矿处理
	9	316 白 5	同上	44.79	5.01	6.00	0.71	56.51	33.77	90.28	—	經过选矿处理
	10	334 白 13—3	同上	36.95	5.13	5.50	1.37	48.91	30.07	79.02		未經选矿处理
第四矿区	11	306 西 6	灰色菱鉄矿	24.88	3.42	12.0	2.19	42.49	22.02	64.51		同上
平均	12											

註 1. 这一样品所含杂质較多，經分析，还含有 5.19% 的 SiO_2 及其他杂质。

註 2. 这一样品未經选矿，基本上还是菱鉄矿矿石，化学分析結果表明，除含表中所列成分外，还含有 31.06% 的 SiO_2。

图 4 是用图 1 中第六条曲綫的矿样，在同样的仪器、变化实验条件（将矿样放入预先加热至 1,000℃ 的炉中，加热 11 分鈡）所取得的結果，其吸热反应开始于 500℃，与慢速分析相似，但吸热谷位于 650℃，而慢速在 570℃，放热峯在于 900℃，但慢速的則只为 620℃。 总之使菱鉄矿的放热效应变緩慢了，也就是說升温梯度发生变化，峯的振幅随即发生变化。

图 5、6、7 和 8，是菱鉄矿在灵敏度較高的差热仪上进行分析所取得的結果，实验条件是电压：107伏，电流：4 安培，电阻：80 欧姆，加热时間：45 分鈡。 以 Al_2O_3 粉作标准样，温度：室温至 1,000℃。用照相法記录曲綫。

图 6 与图 1 的第六条曲綫是同一矿样不同分析方法所得的結果。 同样，图 7 与图 2 的第一条曲綫是同一标本，图 8 是图 3 在另一条件下所作試驗的結果。

图 5 的反应温度，吸热谷和放热峯的温度太低，其原因尚不明确。

将图 6 与图 1 的第六条曲綫作一比較，图 6 中菱鉄矿的吸热效应发生于 450℃，但图 1 的第六条曲綫是 525℃，前者菱鉄矿的开始分解温度降低了。 但是图 6 中菱鉄矿的吸热谷不会低于 585℃，放热峯的温度也在 680℃左右，都比图 1 第六条曲綫的吸热谷和放热峯为高。虽然如此，但两者的曲綫形状是基本相似的。

图 7 与图 2 的第一条曲綫比較来看，两者的吸热效应，和放热效应，开始的温度是近似的，只是在放热峯的温度和最末一段曲綫形状上，图 7 有变化，其終結温度在 730℃ 和 920℃左右出現一駝峯。

将图 8 与图 3 进行比較，可以看出两曲綫的形状完全相似，只是变化的温度略有不同。图 8 中菱鉄矿在 480℃开始分解时曲綫迅速下降，継后才略緩下降。 图 3 也是一样，在 490℃开始反应时曲綫急剧下降一段，継后才緩慢下降。 图 8 的吸热谷，是用中綫法估計的，比图 3 的温度偏低了一些。放热峯的温度两者相差 20℃。

从以上的結果来看，同一样品，分析方法不同，其結果亦异，与文献中菱鉄矿曲綫形状进行比較，大同小异，为了进行对比，再将下列几图加以簡述。

图 9 是苏联亚美尼亚，布尔雅特-蒙哥的菱鉄矿，其成分为 FeO——46.72%，Fe_2O_3——4.50%，MgO——2.90%，MnO——8.24%。$N_o = 1.852$，$N_e = 1.626$。

图 10 是苏联烏拉尔切那宾地区的菱鉄矿的差热分析，其成分为 FeO——47.50%，MgO——9.07%，MnO——2.0%，不溶殘渣——4.0%，$N_o = 1.839$，$N_e = 1.614$。

图 11 是凱尔和科尔浦（P. F. Kerrg, J. L. Kulp, 1947）所作一些菱鉄矿标本分析，其吸热谷变化于 520℃—650℃之間，随后有一氧化作用的圓形放热峯。

比較結果使我們对菱鉄矿分析曲綫不够稳定的原因有一明确的認識，其原因最主要的有二：

1. 菱鉄矿的成分上的变化：含类質同相 Mg、Mn 高的，其开始分解温度吸热谷和放热峯的温度都增大。

2. 实驗的方法不同，其結果也有变化：升温梯度加大（即快速差热分析），則放热峯的振幅加大；仪器的灵敏度增大，測得菱鉄矿的开始分解温度較低。

从总的方面来說，甲成矿区的菱鉄矿的分解温度吸热谷和放热峯的温度都較一般的菱鉄矿为高，这与化学分析結果是互相吻合的，因为甲成矿区的菱鉄矿中含有类質同象的

鎂和錳，其含量也是很大的。

菱鉄矿产生吸热和放热效应的原因，已研究得比較清楚。据凱里和安得生的研究，菱鉄矿的热力学反应如下（A. F. Frederickson, 1948）：

$FeCO_3$　　$\Delta H = 19{,}790$ 卡/克分子　$FeO + CO_2$

$3FeO + O$　$\Delta H = -73{,}000$ 卡/克分子　Fe_3O_4

$2FeO + O$　$\Delta H = -66{,}000$ 卡/克分子　Fe_2O_3

这就說明菱鉄矿分解产生吸热反应是菱鉄矿分解为氧化物，放出二氧化碳。 理論計算菱鉄矿的分解温度为 459°C，継后 FeO 氧化变为 Fe_3O_4 的同时产生放热效应。由 FeO 氧化为 Fe_2O_3 不大可能，因为反应終結的矿物都具磁性。

图 12 是一条非常有趣的和少見的分析曲綫，矿样标本的外观与菱鉄矿矿石无什么区别，鏡下也只能看到是碳酸盐矿石，但經差热分析确定矿石为三种矿物的混合物。菱鉄矿（吸热谷在 515°C）、菱錳矿或菱鎂矿（吸热谷在 630°C）和方解石（吸热谷在 910°C）这一曲綫的矿样取自第一矿区矿体的最西部，这就說明碳酸盐的分布沿第一矿区矿体的走向有相的变化，最先为菱鉄矿，向西过渡为鉄白云石，再向西則矿石中的 Fe、Mg、或 Mn 和 Ca 分別形成单矿物而組成菱鉄矿、菱錳矿或菱鎂矿和方解石的混合矿石。

IV. 菱鉄矿的比重和折光率

将第一矿区的菱鉄矿用比重瓶法和扭力天平測得矿物比重見表 4，其平均值为 3.6，較一般菱鉄矿比重 3.9，減低 0.3，其主要原因是菱鉄矿中，原子量大的低鉄，被原子量小的鎂和錳所取代。因而減輕了菱鉄矿的比重。我們选择了两个矿样来进行測定，两者的比重都接近 3.6，其中之一經化学分析确定其成分为：FeO——45.50%，MgO——7.07%，MnO——1.75%，CaO——0.895%，CO_2——36.61%（参閱表 3 順序号 3 的分析結果），并进行过差热分析（参閱图 1 的第一条曲綫）。

表 4　菱鉄矿的比重測定

順　序	标　本　号	矿　　物	扭力天平測定值	比重瓶法測定值	平 均 值
1	$\frac{7-2}{CK_7}239\frac{2}{16}$	淡黄白色粗粒菱鉄矿	3.6564	3.6567	3.6
2		黄白色菱鉄矿	3.6378	3.6642	3.6

从化学元素周期表中查得鉄的原子量为 55.85，錳为 54.93、鎂为 24.32。原子量相差甚远，尤其是鎂的原子量，比鉄小一半还多，显然鎂替代鉄是使菱鉄矿比重降低的主要原因。

菱鉄矿，因其折光率高，重曲折大，我們只測得近似值为 $N_{p'} = 1.70$，$N_{g'} > 1.78$。

最后必須說明的是，由于二价元素特别是 Fe、Mg、Mn 的碳酸盐，是一系列成分变化不定的碳酸盐連續系列，因此其比重和折光率随其成分的变化而变化，因此以上数据仅能作参考。由于甲成矿区的碳酸盐类除鉄白云石外，一般都結晶很細，并混杂有其它矿物，很难找到滿意的許多样品进行大量的比重測定和折光率測定，加之，我們进行的工作不够，所以今后尚需継續进行研究。

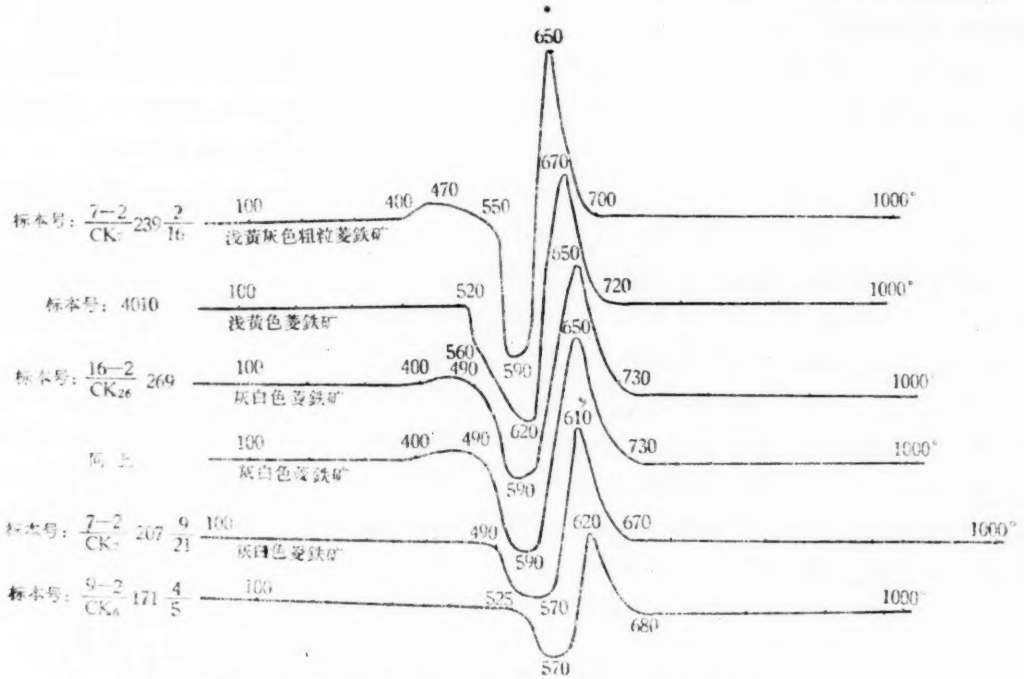


图 1 甲成矿区第一矿区菱鉄矿的低灵敏度差热分析曲綫

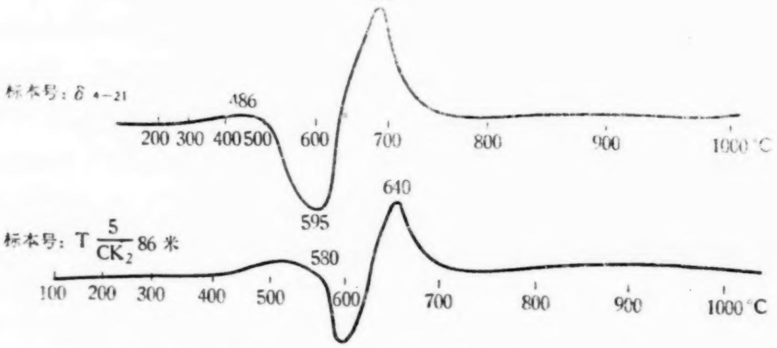


图 2 甲成矿区第二矿区菱鉄矿的差热分析曲綫

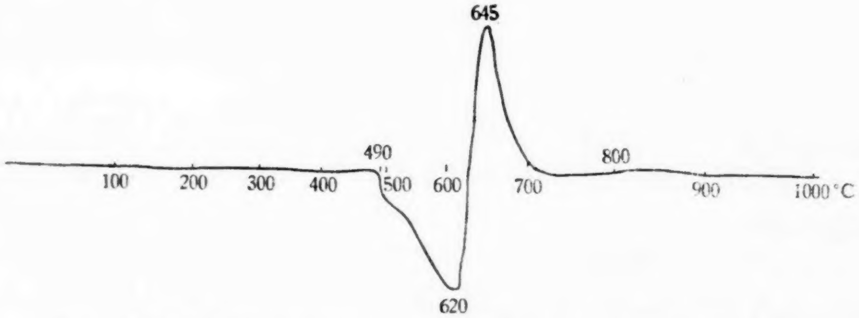


图 3 甲成矿区第三矿区菱鉄矿的差热分析曲綫(标本号：332 白 13—1)

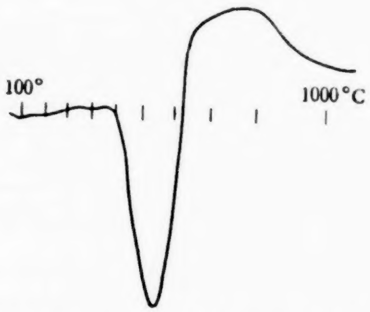


图 4　甲成矿区第一矿区菱鉄矿的快速差热分析曲綫

(标本号：$\frac{9-2}{CK_6}$ 171 $\frac{4}{5}$)

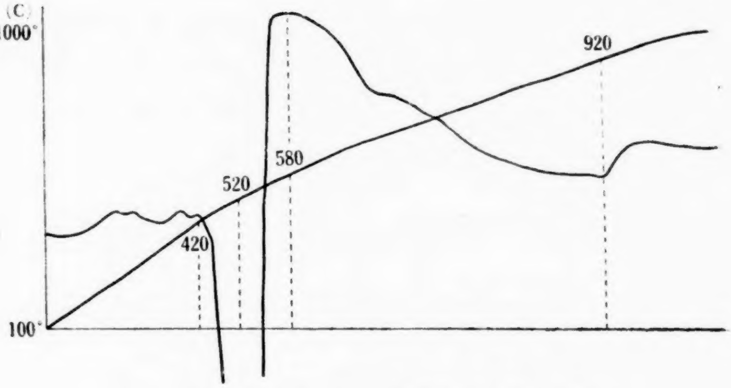


图 5　甲成矿区第一矿区菱鉄矿的差热分析曲綫

(标本号：$\frac{9-2}{CK_6}$ 265)

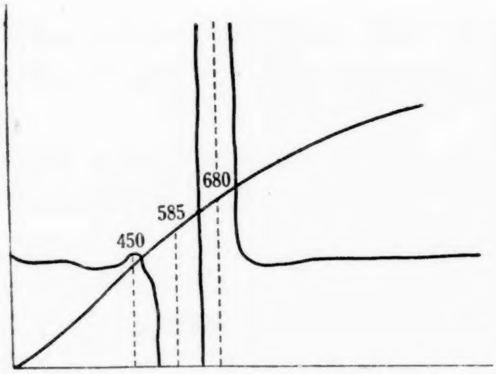


图 6　甲成矿区第一矿区菱鉄矿的差热分析曲綫

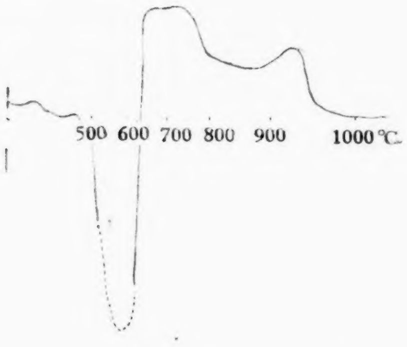


图 7　甲成矿区第二矿区菱鉄矿差热分析曲綫(标本号：64—21)

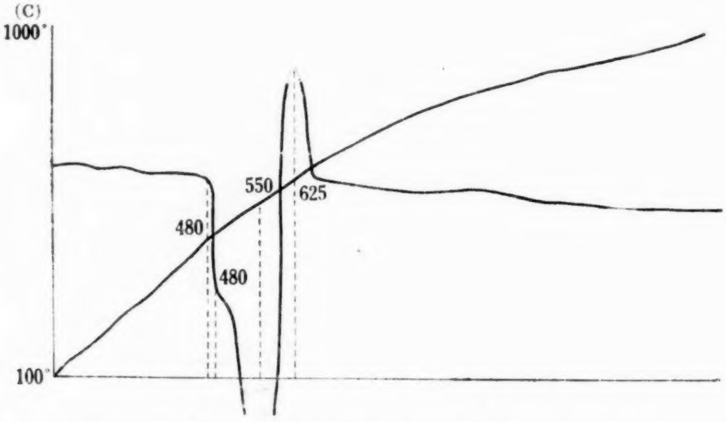


图 8 甲成矿区第三矿区綠灰色菱鉄矿的差热分析曲綫
(标本号：332 白 13—1)

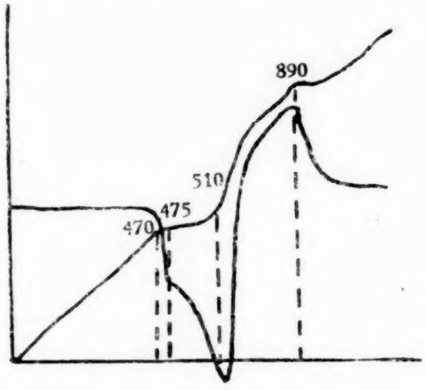


图 9 苏联亚美尼亚，布尔雅特-蒙哥菱鉄矿的差热分析曲綫

乙成礦區

由于对乙成矿区各矿床的研究非常不够，下面我們仅将乙成矿区矿石中的菱鉄矿的分布、結构、构造和其它特征等加以描述。

前已述及，乙成矿区的矿石，基本上属于两大类型，菱鉄矿-磁鉄矿类型和菱鉄矿类型。矿石属于前一类型的有第五和第六矿区，而属于后一类型的則有第七、第八、第九等矿区。

磁鉄矿矿石中的菱鉄矿与磁鉄矿、石英、綠泥石密切共生，組成紋理构造。在显微鏡下观察，如照片 6 上示菱鉄矿与石英、綠泥石組成小透鏡体夹于磁鉄矿中，或成斑点状分布于磁鉄矿中。由于有集中排列的現象，因而形成了矿石的紋理构造。

照片 7 是以菱鉄矿为主的矿石結构照片，照片中的菱鉄矿为自形和半自形，在菱鉄矿顆粒間充塡有磁鉄矿的网状脉，磁鉄矿可能是在区域变質作用中由菱鉄矿变質而成。石英顆粒具他形結构。

乙成矿区的菱鉄矿矿石，一般以富含碳質为特征，这些碳質組分的結构是极多样的，有碳質层。而照片 8 中碳質成分則作环带状分布。

乙成矿区菱鉄矿矿石的光譜半定量分析見表5：

表5　乙成矿区各矿区的菱鉄矿矿石光譜半定量分析

产　地	分析号	矿石类型	肉眼观察簡述	分析結果(%)	
				V	Ti
第七矿区	q002	黄灰色菱鉄矿	致密块状	0.001	0.1
第八矿区	q003	灰色菱鉄矿	具条带构造，含黄鉄矿	0.002	0.08
第九矿区	q004	淡紅色菱鉄矿	具条带状构造，紅色是菱鉄矿受褐鉄矿化产生的。	0.01	0.8
第五矿区	q005	黑色菱鉄矿	致密状，矽质成分高，含丰富的磁鉄矿。	<0.04	>0.9

从分析結果来看，矿石成分簡单，不含热液作用形成的一些元素，其中含钒量为0.001—0.042%，而含鈦量較高，最高的含量大于0.9%。与甲成矿区和丙成矿区的菱鉄矿相比較，則乙成矿区的菱鉄矿矿石中含鈦量高。

对第七矿区的菱鉄矿矿石进行高灵敏度的差热分析（107伏特，4安培，80欧姆，加热45分鈡）所得結果如图13所示，菱鉄矿的吸热谷为590°C，放热峯为630°C，曲綫上858°C的吸热谷示矿石中含有少量鉄白云石。

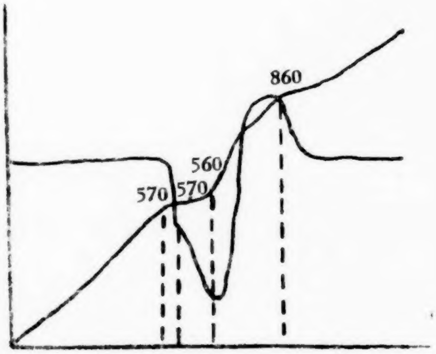


图10　苏联烏拉尔切那宾地区鎂菱鉄矿的差热分析曲綫

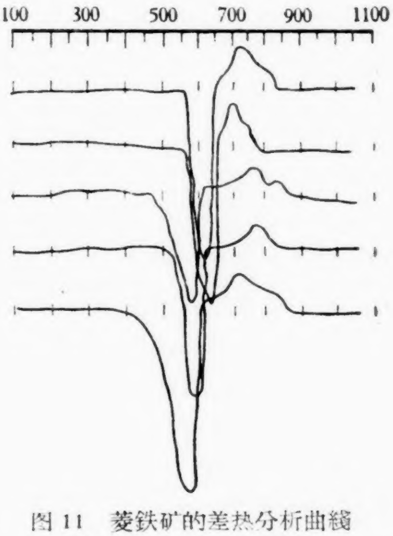


图11　菱鉄矿的差热分析曲綫（据 Kerr，Kulp 材料）

丙成礦區

I. 分布和結构

1. 第十矿区：灰色块状菱鉄矿呈厚10—30厘米的断續相連的串珠状夾层产于赤鉄矿矿石中。菱鉄矿沿傾向常漸变成綠黄色頁岩。这种菱鉄矿矿石中含有浸染分布的細粒黄鉄矿和綠泥石。部分灰色菱鉄矿略具条带状构造，条带內的菱鉄矿呈他形和等粒半自形結构与石英共生。粒径为0.001—0.02毫米，平均以0.005—0.01毫米为多。

灰色粗粒块状菱鉄矿与石英共生，具等粒半自形結构，粒径为0.1—0.2毫米。部分菱

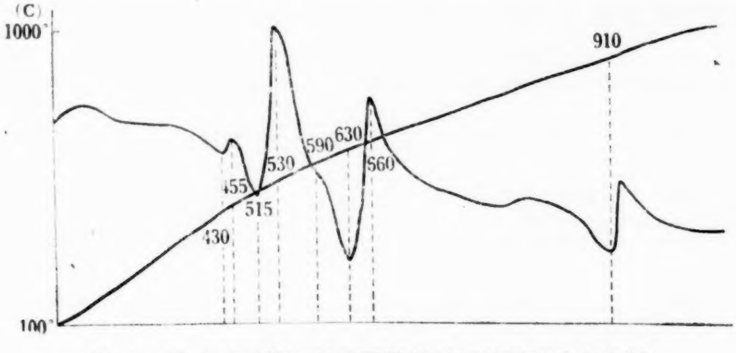


图 12 甲成矿区第一矿区碳酸盐矿石的差热分析曲綫

(标本号: $\frac{61}{CK_1}$ 71 $\frac{2}{5}$)

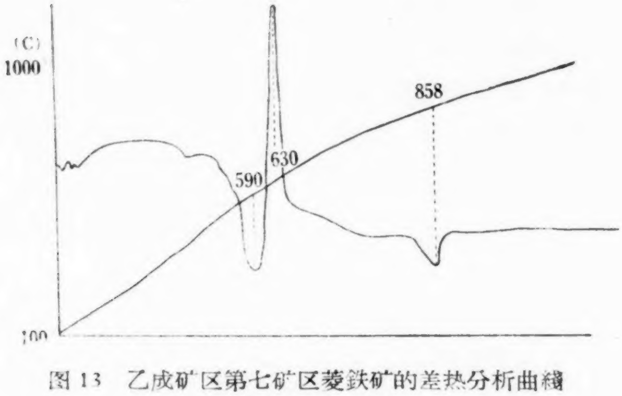


图 13 乙成矿区第七矿区菱鉄矿的差热分析曲綫

(标本号: q002)

鉄矿粒径为 0.03—0.1 毫米。

矿区南部的紅色菱鉄矿透鏡状矿体内的菱鉄矿矿石中的菱鉄矿,与石英一道,結合成小透鏡体被赤鉄矿网脉所包围。

2. 第十一矿区: 在第十一矿区中部矿区的矿体里,菱鉄矿呈夹层,而在西矿区,菱鉄矿則单独构成透鏡状矿体。矿区內的菱鉄矿都为致密状結构,常与石英共生,在显微鏡下观察,菱鉄矿呈等粒的半自形結构。

第十一矿区的菱鉄矿,顏色相当复杂,有紅色、白色、綠色、灰色等顏色,具不同顏色的原因,是菱鉄矿中所含的杂质的成分不同之故。

II. 菱鉄矿的光譜半定量分析和差热分析

丙成矿区各矿区矿石中的菱鉄矿的光譜半定量分析結果列于表 6 中, 菱鉄矿中含釩 0.001—0.004%,含鈦最高可达 0.1%,部分菱鉄矿中含鉛和鋅。

以丙成矿区的菱鉄矿与甲成矿区的菱鉄矿比較来看,前者含鉄略高一些,其它特征都相同。

菱鉄矿的差热分析:图 14 是第十矿区菱鉄矿的差热分析曲綫。实驗条件是:电压107伏,电流 4 安培,电阻 80 欧姆,加热 45 分鈡,自动計录,照相法描繪曲綫。图 14 中的第二

表 6　丙戌矿区各矿区矿石中的菱鉄矿的光譜半定量分析

矿区	順序	标本号	矿物	分析結果(%) 有益和有害組分			
				V	Ti	Pb	Zn
第十矿区	1	71 Ky 14—52	含有少量綠泥石的致密块状灰綠色菱鉄矿	0.001	≥0.001		
第十一矿区	2	364	致密块状深綠色菱鉄矿			<0.003	0.001—0.03
	3	3489—2	与赤鉄矿成互层条带的紅色菱鉄矿	0.004	0.1		

条曲綫的形状，分解温度和吸热谷、放热峯的形状和温度，与鎂菱鉄矿很相似。

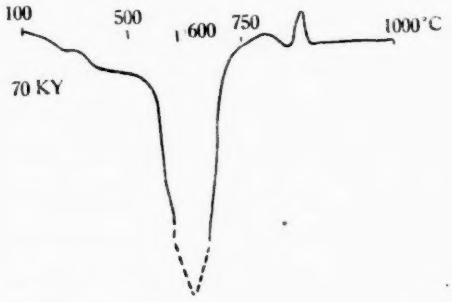


图 14　丙戌矿区第十矿区菱鉄矿的差热分析曲綫
（标本号：70Ky）

（二）鉄白云石

1. 分布和結构构造

鉄白云石仅大量地出现在甲戌矿区北带，其它戌矿区的矿石中則少見。现以第一矿区为代表，描述其特征如后。

在第一矿区西段矿石中，鉄白云石含量較高。在此，部分矿石只含鉄白云石，或鉄白云石和石英。

矿区內所見的鉄白云石，顏色很多，有黑灰、淡紅、白、黃褐等色，但以白色为主。紅色的鉄白云石是含有极細的 Fe_2O_3，黑灰色的鉄白云石可能是含有 Fe_3O_4 的微小細粒。而黃褐色的鉄白云石是因白色的鉄白云石氧化之故。

鉄白云石具有下列結构构造和共生关系。

(1) 鉄白云石与鏡鉄矿、燧石、菱鉄矿組成互层的条带状混合矿石(照片 9)。其結构一般为中粒結构，粒径为 0.5—1 毫米。

在粗条带或矿层中的鉄白云石，顏色为白色或淡黃色，质純，具粗粒結构，粒径大于 2 毫米(照片 10)。

（2）鉄白云石常单独或与石英及其他矿物一起組成“阿尔卑斯”型脉貫入于矿石中，其結构亦为粗粒結构。

II. 鉄白云石的光譜分析和化学分析

甲成矿区的矿石中所含的鉄白云石，一般結晶都很粗大，因此易于进行分析。鉄白云石的一个光譜半定量分析表明，其中含有 0.009% 的釩，0.008% 的鈦，和 0.4% 的鋅，但却不含鉛及其它元素。

鉄白云石的化学分析見表 7。其中第一个分析是較純的鉄白云石的分析，但因矿样中无法除去由氧化产生的褐鉄矿以及矿样中含有 SiO_2，因而分析的总合只有 77.28%。从化学成分来看，第一个样 CaO 高达 21.60%，FeO∶MgO≑1∶1，同样第二样品中含 CaO 达 20.5%，MgO∶FeO≑1∶1，无疑是鉄白云石，而非菱鉄矿、白云石、方解石的混合物。从差热分析和伦琴射綫也証明了这一点。

表 7　甲成矿区各矿区矿石中鉄白云石的化学分析

矿区	順序	标本号	矿物	分析結果（%） 二价金属元素氧化物 reO	MgO	MnO	CaO	二价元素总和 ΣRO	CO_2	ΣRO 加 CO_2	Fe_2O_3	备註
第一矿区	1	$\frac{9-1}{CK_6}102$	白色略带黄色的鉄白云石	10.42	8.80	0.70	21.60	41.52	35.76	77.28		
第一矿区	2	$T\frac{16II}{CK_{26}}199\frac{3}{5}$	鏡鉄矿、鉄白云石互层的矿石	7.82	8.40	0.80	20.57	32.59	23.14	55.73	14.74	
第二矿区	3	$T\frac{8}{CK_2}97,186$ ※	致密状菱鉄矿和鉄白云石	24.52	8.34	1.20	11.22	45.28	17.25	62.53	1.74	見註

註：根据差热分析，証明确系菱鉄矿和鉄白云石的混合物，参閱图 21。

第二个样品，是致密細粒的鉄白云石与鏡鉄矿成互层条带构造，不論肉眼还是显微鏡观察常誤认为菱鉄矿与鏡鉄矿互层的矿石，但經化学分析后，确定其为鏡鉄矿和鉄白云石的互层条带矿石。

表中第三个分析样，与第二个分析样有同样的情况，很容易认为是菱鉄矿矿石，但分析結果还含有鉄白云石，故使 CaO 的含量高达 11.22%。这里需要說明的是，表中所列的 CO_2 含量显然是因分析不准而降低了。Fe_2O_3 的存在，是与矿石中的磁鉄矿有关。

根据以上光譜分析結果，鉄白云石所含鈦、釩的情况，与菱鉄矿非常相似，而化学分析表明，鉄白云石以鈣为主体是其特征，氧化鎂的含量也較菱鉄矿为高，但氧化亚鉄和氧化錳却比菱鉄矿低得多。这說明菱鉄矿和鉄白云石的成矿环境有相似性，两者并相互过渡。

III. 鉄白云石的差热分析

对甲成矿区的鉄白云石，我們同样采取了对待菱鉄矿的办法，用几种方法进行实驗，变换条件，以便确定鉄白云石的热效应。

首先，我們采取降低笔記差热仪自动电位計的灵敏度来描繪曲綫，电压为 140—200 伏，自动升压升温，炉温是由室温至 1,000℃，加热时間为 30 分鈡，以 Al_2O_3 粉作标准样。

在这样条件下对三种不同顏色的鉄白云石进行試驗，所得結果如图 15 所示，都是非常标准的鉄白云石差热曲綫，曲綫完整，十分令人滿意。

图 15 中第三条曲綫矿样的化学成分参閱表 7 中順序号为 1 的矿样分析結果。从分析結果来看，鉄白云石所含的 CaO:FeO≑2:1，CaO:(MgO + MnO)≑2:1，CaO:(FeO + MgO + MnO)≑1:1。

图 15 中第一条曲綫的左边，480℃ 的放热峯，是由矿样中混杂的黄鉄矿的放热分解引起的。白云石开始分解是在 820℃，第一吸热谷在 825℃产生，第二吸热谷产生于 910℃。第一次吸热效应是矿石中 $MgCO_3$ 分解所产生，因其有 $CaCO_3$ 的存在，$MgCO_3$ 的分解温度增高了。第二条曲綫的黑色鉄白云石，在 740℃ 时开始分解，第一吸热谷位于 760℃，第一放热峯位于 780℃，第二吸热谷位于 800℃，第二放热峯在 830℃，第三吸热谷位于 920℃，反应終止于 945℃。第三条曲綫的黄白色鉄白云石，反应开始于 780℃，第一吸热谷位于 790℃，第一放热峯位于 795℃，第二吸热谷位于 825℃，放热駝峯的頂点在 850℃，第二吸热谷位于 925℃，反应終結于 945℃。

为了对比，我們引述什維佐夫对鉄白云石差热分析的曲綫(图 16)及其解释于后：

"鉄白云石，实質上就是白云石，只是白云石中的鎂被鉄以类質同象所取代。其放热效应与白云石同，但却又有其特性。这些特性是由 $FeCO_3$ 产生的，是当鉄白云石分解之时、$MgCO_3$ 分解之后、$FeCO_3$ 发生分解之时所造成的"(А. И. Цветков, 1949)。

据我們的观察，对他的結論却有一点异議，一般来說 $FeCO_3$ 的分解应先于 $MgCO_3$ 其根据是：

1. $FeCO_3$ 产生分解的温度較 $MgCO_3$ 为低，因此在鉄白云石中最先遭受破坏是 $FeCO_3$ 产生分解之故。

2. 从差热分析結果来看，在第一吸热谷之后，曲綫作直綫回升，并超越基綫。尤其是改用較灵敏的方法来作分析，这种現象更明显，如图 17 和 18，在第一吸热谷产生之后，形成一尖頂的放热峯。放热效应只能用 $FeCO_3$ 成分的分解、氧化来解释，因为只有 $FeCO_3$ 分解后由 FeO 轉变为 Fe_3O_4 才有放热效应，$MgCO_3$ 无此反应。

图 17 和 18 的实驗条件是：电流 4 安培，电阻 80 欧姆，加热时間 45 分鈡，以 Al_2O_3 粉作标准样，温度是室温至 1,000℃，用自动照相記录曲綫。在这种条件下所得結果，一般反应温度都較图 15 中的温度为高。虽然如此，但曲綫的外形是一致的。

不論图 15，还是图 17 和 18，鉄白云石中的 $CaCO_3$ 的分解温度都超过 900℃。值得注意的是在图 15 中的各条曲綫表明，$CaCO_3$ 吸热谷位于 910℃—925℃，反应完全結束的温度 930℃或 945℃，都相当稳定。

图 19 和图 20 是图 15 中的第三条曲綫和第一条曲綫的矿样用同样的仪器但变换一下条件(将加热炉預热至 1,000℃ 然后放入矿样加热 11 分鈡和 13 分鈡)所得的結果。对比这四条曲綫，可以看出开始反应温度和終結反应的温度，都相差不大，曲綫形状也相似。

图 21 矿样的化学成分，参閱表 7 中順序号为 3 的矿样分析結果。从差热分析来看，这一矿样肯定是菱鉄矿(吸热谷为 576℃，放热峯为 600℃)和白云石(吸热谷在 775℃ 和 880℃)的混合物。这一分析使我們認識到第二矿区的矿石，也不完全是菱鉄矿，还含有鉄白云石成分，与甲成矿区北带的矿床的性質更接近了些。

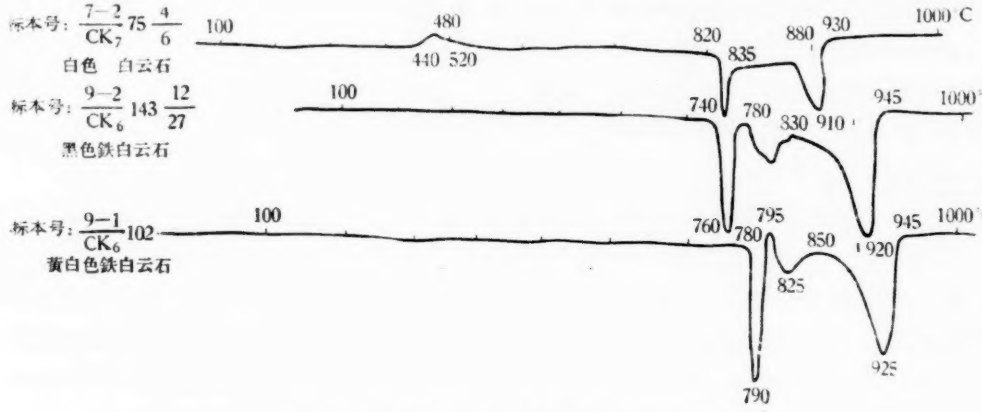


图 15 甲成矿区第一矿区鉄白云石的差热分析

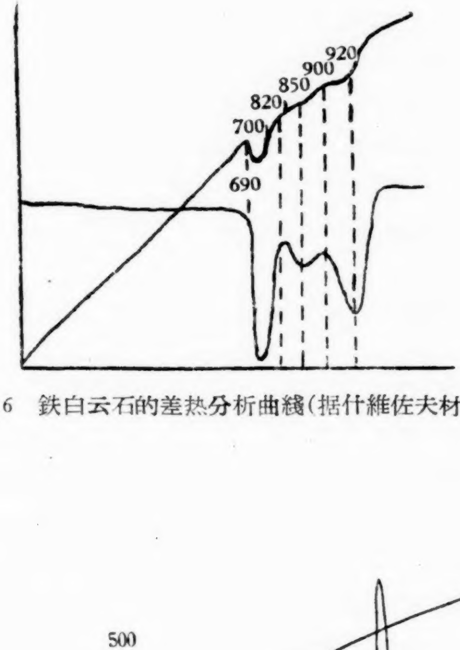


图 16 鉄白云石的差热分析曲綫(据什維佐夫材料)

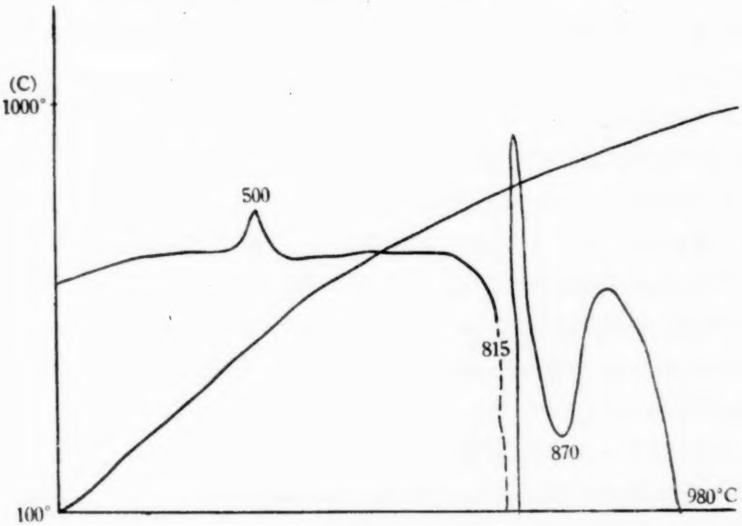


图 17 甲成矿区第一矿区黄白色鉄白云石差热分析曲綫

(标本号：$\frac{9-1}{CK_6}$ 102)

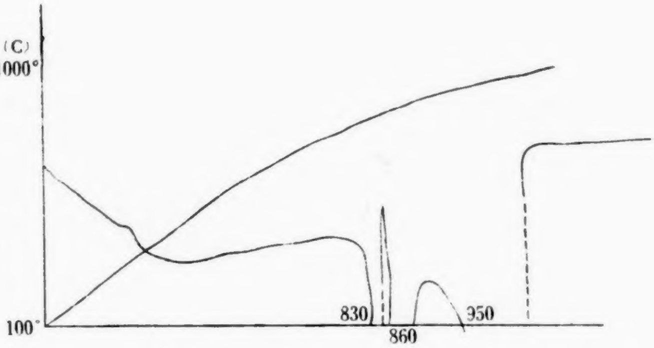


图 18　甲成矿区第一矿区黑色鉄白云石的差热分析曲綫

（标本号：$\frac{9-2}{CK_6}$ 143 $\frac{12}{27}$）

图 19　甲成矿区第一矿区黃白色鉄白云石的快速差热分析曲綫

（标本号：$\frac{9-1}{CK_6}$ 102）

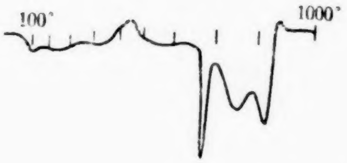


图 20　甲成矿区第一矿区白色白云石的快速差热分析曲綫

（标本号：$\frac{7-2}{CK_7}$ 75 $\frac{4}{6}$）

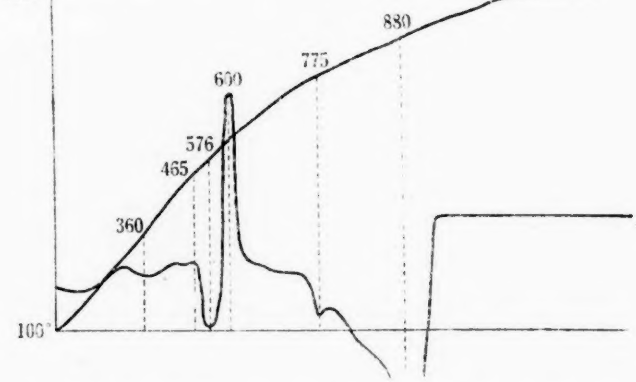


图 21　甲成矿区第二矿区碳酸盐矿石的差热分析曲綫

（标本号：T $\frac{8}{CK_2}$ 97，186 米）

IV. 鉄白云石的伦琴射綫粉晶照相分析

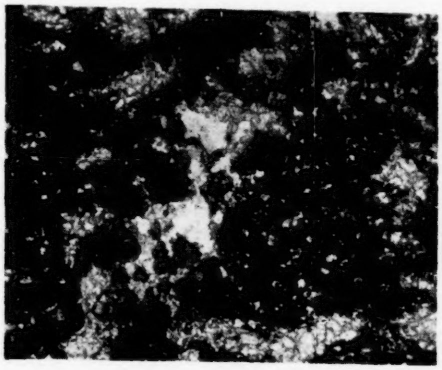
为了进一步确定甲成矿区矿石中鉄白云石的性質，我們将第一矿区矿石中呈"阿尔卑斯型"脉状产出的粗粒白色鉄白云石进行伦琴射綫粉晶照相分析，其結果列于表8中。

表8 鉄白云石的伦琴射綫粉晶照相分析

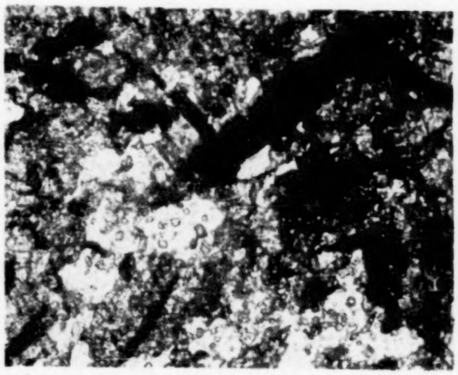
綫条順序	甲成矿区第一矿区鉄矿石中呈"阿尔卑斯型"脉状产出的粗粒白色鉄白云石		白云石(据 M. Mehmel, 1939)	
	d (綫 距)	*I* (強 度)	*d* (綫 距)	*I* (強 度)
1	3.6	2	3.81	3
2	3.25	2	3.18	3
3	3.15	3	2.85	10
4	2.83	10	2.65	6
5	2.72	1	2.53	3
6	2.27	3	2.39	4
7	2.15	5	2.18	6
8	1.99	4	2.00	5
9	1.782	7	1.837	3
10	1.761	7	1.780	8
11	1.70	1	1.560	3
12	1.53	2	1.532	5
13	1.422	1	1.456	4
14	1.38	2	1.427	3
15	1.33	1	1.382	5
16	1.27	1	1.329	5
17	1.235	1	1.291	3
18	1.165	1	1.265	4
19	1.115	1	1.250	5
20	1.12	2	1.195	3
21	1.007	1	1.162	5
22	1.00	1	1.139	3
23			1.119	4
24			1.105	5
25			1.093	4
26			1.002	4

分析所用暗盒为57.3毫米，电压35千伏，电流9安培，波长1.934Å，曝光时間为2小时。綫距用德拜尺測得，长度以Å为单位，其精度为1%。綫条相对強度用肉眼确定为十級。

从分析結果来看，鉄白云石綫条中只有一条綫距为2.83的最強綫条和綫距为1.782的次強綫条，分别与白云石中相等綫距的綫条強度近似。但是白云石中有許多中強度的綫条在鉄白云石中是缺乏的，最明显的是白云石中綫距为2.65，1.532，1.456，1.382和以下的綫条，在鉄白云石中都沒有或較弱。也就是說，由于低鉄置換了白云石中的鎂，而使白云石的晶架发生变化，減少了許多晶带，反之，鉄白云石中，綫距为1.761的綫条，在白云石中又找不到，也就是說由于置換作用而增強了这一晶带上晶面的发育。

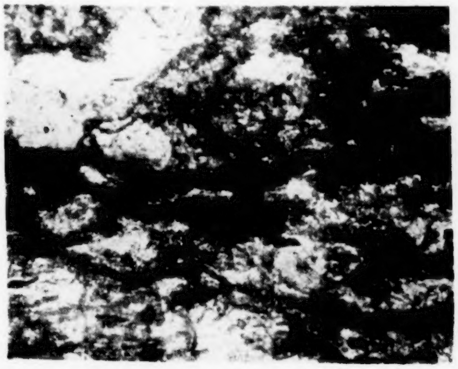


照片 1　致密的黄白色菱鉄矿（深灰色高突起粒状）含有不規則脉状的重晶石（白灰色，中突起）和石英（白色低突起）× 120
（甲成矿区第一矿区）

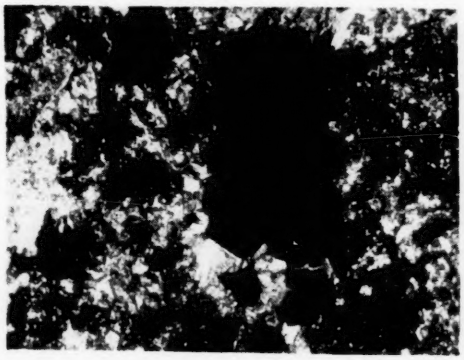


照片 2　菱鉄矿（深灰色高突起），鏡鉄矿（黑色長柱状晶体），石英（白色低突起，粒状晶体）的混合矿石条带的内部結构 × 120
（甲成矿区第一矿区）

照片 3　三矿物相条带内的残余胶状結构。菱鉄矿（深灰色高突起）和石英（白色），表面光滑，顆粒呈球状被赤鉄矿（黑色，网状）所胶結 × 120
（甲成矿区第一矿区）



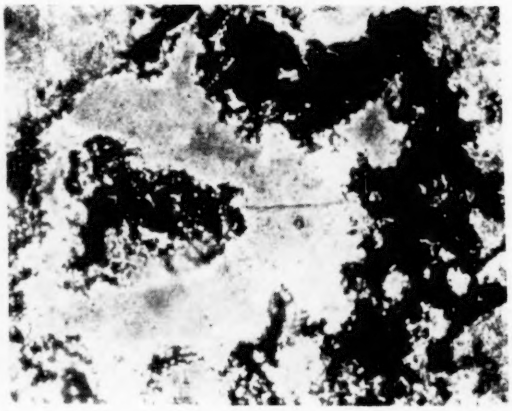
照片 4　致密菱鉄矿条带的内部結构。菱鉄矿（灰色高突起）呈半自形和自形，与石英（白色）絹云母和白云母（白色片状中突起）共生，菱鉄矿遭受褐鉄矿（黑色）化 × 52
（甲成矿区第四矿区）



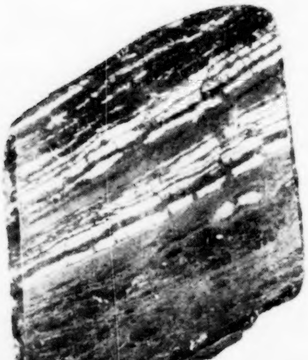
照片 5　致密菱鉄矿（黑灰色，灰色，高突起）矿床中含有假相赤鉄矿（黑色斑晶）和石英（白色）× 52
（甲成矿区第四矿区）

照片 6　具紋理的致密磁鉄矿（黑色）矿石。其紋理是由菱鉄矿、綠泥石、石英（白色的小透鏡体群与磁鉄矿更替所形成的 × 52
（乙成矿区第八矿区）

照片 7 菱鉄矿(灰色高突起)具自形和半自形結构，顆粒間填充有磁鉄矿脉；和石英(白色低突起) × 120
(乙成矿区第六矿区)



照片 8 致密菱鉄矿(灰色高突起，分布在照片的边緣上)，含有碳質环(黑色环状) × 120
(乙成矿区第五矿区)



照片 9 由白云石(白色)、赤鉄矿(灰色，黑色)，菱鉄矿和燧石組成的条带状混合矿石 × 2
(甲成矿区第一矿区)

照片10 在条带状混合矿石(黑灰色，具細条带构造)中的鉄白云石粗条带和鉄白云石-石英“阿尔卑斯”型脉 × 2
(甲成矿区第一矿区)

V. 鉄白云石的比重和折光率

将第一矿区的鉄白云石用扭力天平和比重瓶法测定矿物的比重，其結果如表 9 所示。

表 9　鉄白云石的比重测定

順　序	标　本　号	矿　　物	扭力天平测量	比重瓶测量	平均值
1	$\frac{16\text{II}}{CK_{26}}\ 270\ \frac{9}{10}$	呈"阿尔卑斯"型脉貫入的白色粗粒鉄白云石	2.9364	2.9856	2.9
2		黄白色白云石	2.9434	2.9462	2.9

鉄白云石的折光率 $N_{g'} = 1.712$，$N_{p'} = 1.520$。

因鉄白云石是白云石的一类变种，成分不定，故物理常数不固定，今举出文契尔的材料以作对比，鉄白云石成分为 $CaMg(CO_3)_2$——52.4%，$CaFe(CO_3)$——45.6%。$CaMn(CO_3)_2$——2.0% 的常数是 $N_o = 1.728$，$N_e = 1.531$，$N_o - N_e = 0.197$，比重为 3.02 (A. H. Винчелл, 1953)。第一矿区鉄白云石的成分与此接近，而比重和折光率也是极近似的。

四、結　論

（一）祁連山正地槽相鉄矿矿石中的含鉄碳酸盐类矿物，以富含鎂質为其特征，而鉄白云石在第一矿区的矿石中的含量特别丰富，这种現象在其他地区的鉄矿，尤其是产在地台区的鉄矿矿石中是很难見到的。

（二）通过化学分析和光譜分析，了解到鉛和鋅未加入到菱鉄矿的組份中，鎂、錳以类質同像的方式置換了菱鉄矿中的鉄，故使其比重減輕。

（三）研究含鉄碳酸盐类矿物的有效方法是差热分析，但必須以适当的化学分析和其他实驗方法进行驗証。由于含鉄碳酸盐类矿物中二价元素含量比値变化不定，因而产生吸热谷和放热峯位置的摆动，但曲綫形状始終是固定的；变換差热实驗的条件和方法，也会导致上述結果。若需取得碳酸盐类矿物的完整差热曲綫，以降低检流計的灵敏度为宜。

（四）祁連山正地槽相鉄矿的含鉄碳酸盐类矿物組成条带(层)，与其他矿石矿物成互层，而条带产状与矿体产状和围岩层理的产状一致，因而它們是同生沉积物。又因含鉄碳酸盐类矿物具緻密或細粒結构，矿石中很少見到其他碎屑物質伴生，并且常見变余胶体結构，所以它們是以化学和胶体方式堆积起来的，而含鉄碳酸盐类矿物具半自形、自形結构，以及成"阿尔卑斯"型脉貫入在矿石中，这表明当其沉积之后，遭受过变質作用，使其产生重結晶和局部搬运再沉积的变化。

参　考　文　献

[1] 涂光熾　祁連山构造-岩相带，地質科学 1959 年，第 7 期。
[2] Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. 1953.
[3] Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории земли, труды ин. геол. наук АН СССР. вып. 73, 1947.
[4] Цветков А. И. Материалы по термическому исследовонию минералов, труды ин геол. наук АН СССР. вып. 120.
[5] Frederickson A. F. Differential thermal analysis of siderites, Am. Mineral, vol. 33, pp. 272—274.
[6] Kerr P. F., Kulp J. L.: Differential thermal analysis of siderites, Am. Mineral. vol. 32. pp. 678—680.

第41卷 第3-4期　　地質学报　　Vol. 41, No. 3-4
1961年12月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Dec., 1961

对我国鎢矿床工业类型划分的意見

方景爽　李著唐

近几年来我們在鎢矿設計工作中，接触到鎢矿床的地質勘探、工业开采和加工利用等問題，并通过对各家分类的研究，对我国鎢矿床工业类型的划分提出以下意見。錯誤和片面之处，希予指正。

一、划分我国鎢矿床类型的方法

从已发表的近二十种中外分类来看，絕大部分属矿床成因或偏重于成因的分类。这些分类虽然对鎢矿床成因的理論研究、指导找矿有一定作用，但它远不及綜合各种因素后所划分的鎢矿工业类型，对工业評价、指导找矿和勘探以及解决矿山設計和生产中的一系列問題，更具有实际意义。

一般划分矿床工业类型的标准，如 Г. М. 斯拉斯杜申斯基在"鉛鋅矿床最主要的工业类型"[1]一文中所指出的："最好同时考虑一系列的标志，如：(1)形状、大小和产状；(2)矿床的构造和成因；(3)围岩成分；(4)矿石的物質成分、質量、特征及其分布情况。"

我国的鎢矿床具有下列特点：

1. 我国鎢的工业矿床，絕大部分属热液矿床，此外还有砂矿床。因此，完全从矿床成因来划分时，不是过于簡单地把各种各样的热液石英脉矿床混为一类，就是过于煩瑣，以致主次不分。

2. 不同的工业类型，使用不同的开采和加工利用方法。如：石英脉鎢矿床，一般用地下"薄矿脉开采"方式，以重力选矿为主要流程；而矽卡岩型的鎢矿床，則很少具有脉状矿床的开采条件，矿石加工方法一般以浮选为主；对砂矿床，通常則采用露天开采和淘洗选矿方法。

3. 我国大量的石英脉鎢矿床，具有多种多样的矿物共生組合。各种有用矿物的含量及其在矿床内的分布变化很大。这一問題的解决，不仅有利于搞清矿床成因，而且对确定矿石加工的具体流程、矿石中各种有益組分的綜合利用及正确地进行矿床工业評价等也具有重大的意义。

在我国对鎢矿床的分类，应該是对具有工业价值的鎢矿床，特别着重于对热液矿床作詳細的工业类型的划分。我們依据的原則是：(1) 矿床的开采技术条件：矿床的地質特征，矿体形状、大小；(2) 矿石的加工技术条件：矿石的物質成分，矿石构造，矿物共生組合以及各种有用矿物的含量及其在矿床内的分布規律；(3) 矿床成因：形成控制成矿的大地构造条件，成矿的物理化学和地球化学特征。

矿床工业类型的划分并不是一成不变的，它随着科学技术的发展和各个不同时期内

1) 見"地質論評"第20卷1960年第一期。

国民經济对各种矿物原料的需求而发生改变。因此，新的类型也随之出現。

在矿床的勘探、評价、开采利用过程中，諸如象确定矿床的勘探方法、工业技术指标、选择矿床的(特别是下部矿床的)采矿方法和选矿工艺流程以及共生有益組分的綜合利用等重大問題，均有賴于对矿床工业类型的正确划定。

二、我国鎢矿的工业类型

根据上述的分类观点，我們把我国鎢矿床划分为下列四个工业类型：

(一) 石英脉鎢矿床：

又可分为四个亚类：

1. 鎢—錫云英岩型；
2. 黑鎢矿—石英型；
3. 白鎢矿—黑鎢矿石英型；
4. 鎢—銻—金型。

(二) 矽卡岩型白鎢矿矿床；

(三) 网脉带硫化物型黑鎢矿—白鎢矿矿床；

(四) 鎢—錫砂矿床。

各类型的特征詳見"鎢矿床工业类型表"。

上述四大类型矿床各有其明显的特征和不同的开采方法及选矿加工条件。

石英脉鎢矿床都是薄矿脉或由許多薄矿脉組成的矿带。按其賦存特点，一般多用地下脉状矿床开采法，很少具有露天开采的条件。地下开采时的水文地質条件及围岩、矿石的稳定性一般較好，在选矿加工方面，均具有良好的手选条件，选矿方法以重力选矿为主。伴生組分的綜合利用具有較大的意义。

网脉带硫化物型黑鎢矿—白鎢矿矿床，由于矿带較大，其上部一般采用露天开采法；矿石由黑鎢矿与白鎢矿組成，故一般应采用較复杂的重力及浮选的联合流程。

矽卡岩型矿床具有地下和露天开采两种可能，其选矿方法一般用浮选法，虽其品位較低，但规模大，还可用于湿法冶金。

砂矿床则均用露天开采法及淘洗法选矿，与其他三类矿床有显著的区别。

上述四大工业类型的鎢矿床，由于具有不同的地質特征及富集規律，因此在勘探方法上也有区别。如所有的石英脉鎢矿床均以坑探为主，鎢的砂矿床用砂矿的勘探方法，而不同的矽卡岩型矿床則各有其相应的勘探方法和手段。

(一) 石英脉鎢矿床

矿床基本上由含鎢石英脉組成。成矿时期自气化高温到低温热液期均有，其中以高温热液期为主。絕大部分矿床产于花崗岩或浅变質岩系的张力与剪力复合型裂隙中，成为陡傾斜的单矿脉[1]（地質队常称为"大脉型"）或細脉带（石英脉长自几十米至几百米，最长达千余米；延深为石英脉长度的三分之一到三分之二，厚度自几厘米至几米）。一小部

1) 凡是在勘探过程中及开采时，均能作为单个矿体进行工作的矿脉，如能分脉进行儲量計算的独立"大脉"，以及能在一条矿脉上开辟采区的"薄矿脉"或"极薄矿脉"均名为"单矿脉"，其賦存形态較为規則。

鎢矿床工业类型表

編号	矿床工业类型	亚类	矿石建造(矿石类型)	矿物成分	成矿地质作用	围岩	矿体主要的形态特征	矿床規模
I	石英脉鎢矿床	1. 鎢一錫云英岩型	云英岩中的黑鎢矿一錫石一石英建造，云英岩中的白鎢矿一錫石一石英建造	石英、白云母、鋰云母、长石、电气石、黄玉、錫石、黑錫矿、輝鉬矿、輝鉍矿、黄銅矿、毒砂、黄鉄矿等硫化物,螢石、独居石等	气化高溫热液交代作用	黑云母花崗岩	細脉带、网脉带条带状、囊状等	中、小型
		2. 黑鎢矿一石英型	黑鎢矿一石英建造，长石一黑鎢矿一石英建造，綠柱石一黑鎢矿一石英建造，黄玉一黑鎢矿一石英建造，硫化物一黑鎢矿一石英建造	石英、斜长石或正长石、白云母、綠柱石、电气石、石榴子石、黄玉、黑鎢矿、輝鉬矿、錫石、白鎢矿、輝鉍矿、毒砂、黄銅矿、黄鉄矿、磁黄鉄矿、閃鋅矿、方鉛矿、螢石、絹云母、綠泥石、方解石等	高溫至中溫热液充填作用	浅变质岩系；黑云母花崗岩	陡傾斜的单矿脉(即大脉)及細脉带、网脉带等	中、小型至大和特大型
			輝銻矿一黑鎢矿一石英建造	石英、黑鎢矿、鎢錳矿、鎢鉄矿、菱鉄矿、輝銻矿等	中低溫热液充填作用	变质岩、砂頁岩、灰岩、石英二长岩	单矿脉、細脉带	中、小型
		3. 白鎢矿一黑鎢矿一石英型	白鎢矿一石英建造，重晶石一白鎢矿一石英建造，玢岩中的黑鎢矿一白鎢矿一石英建造，黑鎢矿一白鎢矿一石英建造	石英、白云母、电气石、白鎢矿、黑鎢矿、輝鉬矿、黄鉄矿、黄銅矿、毒砂、閃鋅矿、方鉛矿、螢石、重晶石、方解石等	高中溫至中溫热液充填作用	花崗岩、閃长玢岩；浅变质岩系；灰岩、砂頁岩等	陡傾斜的单矿脉、細脉带及网脉带	中、小型
		4. 鎢一銻一金型	金一銻一白鎢矿一石英建造，碳酸盐一白鎢矿一石英建造	石英、白云母、白鎢矿、自然金、黄鉄矿、黄銅矿、輝銻矿、絹云母、方解石等	中低溫热液充填作用	富含鈣質的浅变質岩系	緩傾斜的层面脉、节理脉及网脉带	以中型为主
II	矽卡岩型白鎢矿矿床		矽卡岩中的硫化物一白鎢矿建造，含鈹矽卡岩中的錫石一白鎢矿建造，矽卡岩中的白鎢矿建造，浸染状白鎢矿矿石	鈣鋁石榴子石、透輝石、矽灰石、符山石、透閃石、阳起石、綠帘石、鈣鉄輝石、鈣鉄石榴子石，斜长石、石英、金云母、白云母、含鈹矿物、錫石、白鎢矿、螢石、輝鉬矿、輝鉍矿、黄銅矿、磁黄鉄矿、黄鉄矿、毒砂、方解石、綠泥石、閃鋅矿、方鉛矿等	接触变质和高溫热液充填交代作用	石灰岩、鈣質頁岩、砂岩、角頁岩、白云岩	似层状、透鏡状、囊状或矿巢状等	自小到特大型均有
III	网脉带硫化物型黑鎢矿一白鎢矿矿床		硫化物一黑鎢矿建造，硫化物一白鎢矿建造，硫化物一黑鎢矿一白鎢矿建造	紅柱石、黄玉、白云母、黑鎢矿、石英、錫石、輝鉬矿、輝鉍矿、白鎢矿、鏡鉄矿、毒砂、絹云母、鈣鋁石榴子石、磁黄鉄矿、綠泥石、黄鉄矿、黄銅矿、閃鋅矿、方鉛矿、方解石等。	高中溫热液裂隙充填作用；	花崗岩；砂岩	透鏡状、网脉矿带、不規則状	大型
IV	鎢一錫砂矿床		錫石为主的砂矿床，黑鎢矿为主的砂矿床	錫石、黑鎢矿、鈦鉄矿、独居石、鋯英石、砂金、磁鉄矿、白鎢矿等	表生冲积堆积作用	产于河谷、山坡的冲积堆积矿床	层状及不規則勺斗状	中、小型

［注］ 矿物成分依生成次序排列。

分矿脉沿变質岩层理充填，成緩傾斜的单矿脉或細脉带。花崗岩普遍云英岩化(鎢矿矿物浸染在其中)，有时石英脉与云英岩化含矿带构成云英岩矿床。各亚类的特征，分述如下：

1. 鎢錫云英岩型亚类：

矿床产于花崗岩岩基边緣和花崗岩岩株頂部的裂隙发育部位。裂隙带中充填的含鎢石英脉及在其周围花崗岩中受強烈云英岩化而构成带状、囊状、不規則状的云英岩矿床。另一种为石英单矿脉两側的花崗岩經云英岩化而构成有时連續，有时不連續的条带状矿体，可与石英脉同时开采。

矿体主要在气化高温热液阶段形成。矿物成分主要为石英和白云母，此外尚有长石、电气石、黄玉和綠柱石等矿物。主要工业矿物为錫石、黑鎢矿等。此外尚有白鎢矿、黄銅矿、輝鉬矿、黄鉄矿、方鉛矿、閃鋅矿、毒砂、磁黄鉄矿及独居石等矿物。其中黄銅矿、輝鉬矿等有时可达到工业利用价值。

黑鎢矿—錫石—石英建造为主要的工业矿石。其中黄玉—白云母相及螢石—白云母相以含錫为主；而石英—白云母相則含鎢較富。矿床规模一般为小型，个别为中型。品位較低。至于白鎢矿—錫石—石英建造較少見，工业价值不大。

2. 黑鎢矿—石英型亚类：

包括：黑鎢矿—石英建造；

长石—黑鎢矿—石英建造；

綠柱石—黑鎢矿—石英建造；

黄玉—黑鎢矿—石英建造；

硫化物—黑鎢矿—石英建造；

輝銻矿—黑鎢矿—石英建造等六种。

这一亚类是我国最重要的鎢矿床。其中前五种建造是高温至中温热液成矿期生成的，最后一种是中低温热液成矿期生成的矿石建造。

高温至中温热液石英脉矿床，一般与酸性及超酸性花崗岩有成因关系，通常分布在侵入体的頂部或其外围，与侵入体相距不远的沉积岩或浅变質岩系中，由于矿脉的形成条件及密集程度不同，又可分为单矿脉、細脉带及网脉浸染状三种。一般都是陡傾斜的，緩傾斜的极少。矿床规模从中小型至大型和特大型。

本亚类所有矿床的脉石成分以石英为主，石英占整个矿脉的 80～95% 以上；其次为长石、白云母及少量碳酸盐类矿物，高温矿物电气石、黄玉、綠柱石及中温矿物螢石、毒砂等很普遍。金属矿物除黑鎢矿以外，尚有錫石、輝鉬矿、輝鉍矿、黄鉄矿、黄銅矿、閃鋅矿、方鉛矿、白鎢矿等。其中除黑鎢矿为主要工业矿物外，黄玉、錫石以及硫化物—黄銅矿、輝鉍矿、閃鋅矿等均能分别成为第二种工业矿物。因此其矿石类型成为綠柱石—黑鎢矿—石英；黄玉—黑鎢矿—石英及硫化物—黑鎢矿—石英建造。至于黑鎢矿—石英与长石—黑鎢矿—石英两种建造的主要区别在于前者的脉石矿物絕大部分为石英，有很少的斜长石，而后者則有 10～20% 的正长石。但是它們在金属矿物的种类、矿石加工条件、矿体产状和矿床成因上則无甚区别，故无必要分成两个亚类。

属于硫化物—黑鎢矿—石英建造的鎢矿床，在高温热液阶段沉淀了大量的黑鎢矿，少量的錫石，黄銅矿等。而在中温热液阶段則沉淀了大量的金属硫化物，如黄銅矿、閃鋅矿、黝錫矿、輝銅矿、斑銅矿、黄鉄矿等，此外尚有少量輝鉍矿、白鎢矿、螢石、方鉛矿等。在低温阶段則以方解石(或层解石)沉淀为主。

这类矿床，就矿脉的石英含量(达 90～95%)、矿物种类、矿化作用、矿体形态和产状特征方面以及由其所决定的开采和加工技术条件均与本亚类中的其他各种矿床基本相同；但与“网脉带硫化物型黑鎢矿—白鎢矿矿床”却根本不同。只是矿脉中有益金属硫化物的含量(如 Cu, Zn 等)比本亚类中的其他矿物高得多，甚至可以达到单独开采时的工业品位。而所有硫化物的总和与网脉带硫化物型黑鎢矿—白鎢矿矿床比較則少得多(后者

硫化物—黄鉄矿、毒砂……等,含量超过脉石矿物石英的含量)。

中、低温热液期生成的黑鎢矿—石英脉矿床,在成因上与花崗岩及花崗斑岩密切有关。通常产于变质砂頁岩或千枚岩中,亦有产于片麻状石英二长岩或灰岩中者。脉石主要为石英,并含有少量螢石及重晶石等。金属矿物除黑鎢矿外,有輝銻矿、鎢錳矿、鎢鉄矿及少量的白鎢矿、菱錳矿、菱鉄矿、閃鋅矿、方鉛矿和黃鉄矿等。其矿石类型可定为輝銻矿—黑鎢矿—石英建造。因其矿体产状和选矿加工条件与黑鎢矿—石英型区别不大,故暂划入黑鎢矿—石英型之中。

所有上述矿床,白鎢矿均无工业价值。黑鎢矿为主要工业矿物。黃玉及錫石、輝鉬矿、輝鉍矿、黃銅矿、閃鋅矿、輝銻矿等共生矿物含量,一般可达到綜合回收程度。

3. 白鎢矿—黑鎢矿—石英型亚类:

矿床一般与酸性花崗岩、石英二长岩及花崗閃长岩有成因关系。矿体常呈脉状,产于含有少量鈣质的閃长玢岩中或酸性花崗岩中,亦产生在稍含鈣质的浅变质岩系或灰岩、砂頁岩中。

脉石成分以石英为主,并可見斜长石、方解石、重晶石以及白云母、电气石等。主要工业矿物为白鎢矿及黑鎢矿,它們多呈块状、細粒状或細脉状充塡于石英脉裂隙中。本亚类矿床中一般白鎢矿含量多于黑鎢矿;有时二者相差无几,但有时仅白鎢矿有工业价值。共生矿物有錫石、黃鉄矿、黃銅矿、方鉛矿、閃鋅矿、輝鉬矿、毒砂等。矿床規模一般不大。按照含鎢矿物及围岩和脉石特点可分为白鎢矿—石英建造、重晶石—白鎢矿—石英建造、玢岩中的黑鎢矿—白鎢矿—石英建造、黑鎢矿—白鎢矿—石英建造等四种矿石类型。

一般来說,这一亚类是石英脉矿床中的黑鎢矿石英脉类与白鎢矿石英脉类之間的过渡型,需要用綜合方法进行选矿。

4. 鎢—銻—金型亚类:

这是一种中低温热液期生成的石英脉白鎢矿床。矿体多分布于頁岩、板岩、千枚岩等浅变质岩系中,也有分布于石灰岩、石英二长岩或閃长岩中者。矿体呈緩傾斜的脉状(单矿脉)或网脉状产出。脉石成分以石英为主,有时出現多量的重晶石或方解石等碳酸盐类矿物。金属矿物除白鎢矿外,通常只有輝銻矿、黃鉄矿及自然金等。矿床規模多半属于中型。与鎢共生的銻、金均有回收价值。

上述亚类是根据矿石的选矿加工条件有一定差別,并結合矿床成因、围岩及构造条件来划分的。

重力选矿是石英脉鎢矿矿石的主要选矿方法。但是由于矿石类型和矿床規模的不同,需要选择合理的流程。

(二) 矽卡岩型白鎢矿矿床

矿床均出現于花崗岩类侵入体(花崗岩、石英二长岩、花崗閃长岩及其斑岩)附近(一般在 700～1000 米范围内)。产生矽卡岩的原岩为石灰岩、白云岩、鈣质頁岩、板岩、片岩等。最有利的情况是頁岩夹不純的灰岩或与其成互层。

成矿作用有三:(1) 接触交代作用;(2) 高温热液充塡浸染作用;(3) 浸染作用(如白鎢矿化灰岩及矿化砂岩、角頁岩等)。以后两类为主。

矿体的形状为似层状、透鏡状、囊状或矿巢状，大小頗不一致。脉石成分以柘榴石、輝石、符山石为主；有用矿物除白鎢矿外，尚有錫石、輝鉬矿、輝鉍矿、黄銅矿、閃鋅矿、方鉛矿等。

矿石类型可分为：(1)矽卡岩中的硫化物—白鎢矿建造；(2)含鈹矽卡岩中的錫石-白鎢矿建造；(3)矽卡岩中的白鎢矿建造；(4)浸染状白鎢矿矿石等。

世界上这类矿床的生产量占总产量的25%左右。

(三) 网脉带硫化物型黑鎢矿-白鎢矿矿床

矿体产出于花崗岩岩株的外接触带——中生代砂岩的网状裂隙中。为高、中温热液充填矿床。网脉状矿带厚度巨大，矿化均匀，延深达数百米，构成大型矿床。

矿液中含有大量的硫化物，因而使伴生矿物以硫化物为主，石英次之；有些地方的裂隙中甚至只有硫化物，这是与石英脉鎢矿床的根本区别。硫化物最多的是磁黄鉄矿、毒砂、黄鉄矿，其次为輝鉍矿、方鉛矿、黄銅矿等。輝鉬矿、閃鋅矿、鏡鉄矿亦能見及。除硫化物外，錫石也常出現。主要的工业矿物是黑鎢矿和白鎢矿。

矽酸盐类矿物有白云母、絹云母、黑云母、黄玉、紅柱石、电气石、綠泥石、石英等。

次生矿物有大量的褐鉄矿，并有砷的氧化物、軟錳矿、銅蓝、斑銅矿等。氧化带深度較大，在华南一般达40—50米。

本类型矿床中的脉石石英主要为細粒結构(而石英脉鎢矿床却为块状結构)，多沿网状裂隙的两壁分布，大量的硫化物通常充填于它們的中間，形成明显的对称条带状构造或环状构造。

本类型鎢矿床的矿石构造呈网脉状(脉寬几厘米以下)、条带状、角砾状和浸染状。是含矿热液充填破碎带的裂隙而成，整个裂隙破碎带均被矿化。矿体不象石英脉鎢矿床那样，有天然的界限，需要按一定的工业要求来圈定矿体。

矿床围岩蝕变主要为絹云母化、白云母化、綠泥石化、矽化和黄鉄矿化，而石英脉黑鎢矿床多为云英岩化、矽化、絹云母化等。

具有工业价值的矿石类型为硫化物-黑鎢矿矿石、硫化物-白鎢矿矿石及混合型(黑鎢矿—白鎢矿—硫化物)矿石三种，以后者为主。从整个矿床来看，白鎢矿与黑鎢矿成正比关系，一般白鎢矿占WO_3总量的25～45%，有时超过半数。此类型黑鎢矿与白鎢矿矿物粒度較細，属难选矿石。黑鎢矿粒度約为0.02～10毫米，呈粒状或粒状集合体。而一般石英脉鎢矿床中的黑鎢矿粒度在几十毫米以上，呈柱状或厚板状，結晶粗大。

这是一种新型的矿床。由于它的矿物組合、脉石、产状、規模方面的特点，在开采条件及选矿加工方面均与其他类型不同，而其工业价值又很大，所以把它划为一种独立的、新型的工业类型床。

(四) 鎢 錫 砂 矿 床

上述各类原生鎢矿床均可經过风化作用的破坏、搬运而形成殘积、坡积或冲积砂矿床。这些砂矿床有的堆积在地表，有的則被較新的沉积物所复盖。一般砂鎢矿的形成部位都离原生矿床不远，超过5～6公里的很少。

砂矿床一般可以分为二类:

1. 錫石—黑鎢矿砂矿床(以錫石为主)。 一般的伴生矿物有砂金、鈦鉄矿、鋯英石、金紅石、独居石、磁鉄矿等。一般为冲积类型,矿层形状較簡单,为小型矿床。

2. 黑鎢矿-錫石砂矿床(以黑鎢矿为主)。属堆积冲积过渡型,靠原生矿床更近。矿层呈透鏡状或勺斗状。矿物組成与上一类型相似,唯鎢的品位較高,属中小型砂矿床。

除了上述各类外,倘有热水矿泉沉积鎢矿和伟晶岩鎢矿,鎢錳型等几类,由于我們倘未发现此类有工业价值的矿床,故未予列入。

第41卷 第3-4期 地質学报 Vol. 41, No. 3-4
1961年12月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

对一个銅鎳矿床成因的初步認識

李万亨

区域地质簡述

該区出露地层基本上可分为前震旦紀基底岩系与新生代盖层。基底岩系为已遭受強烈区域变質的結晶片岩系。按其岩性、沉积旋迴、成层順序,可进一步由老到新划分为七层:底部(Pt_1)为腸状、眼球状片麻岩,混合岩化強烈;Pt_2为条带状貫入片麻岩;Pt_3为黑云母斜长片麻岩夹薄层石英岩;Pt_4为薄—中层石英岩与片麻岩互层;Pt_5为薄—中层石英岩,夹黑云母条带状片麻岩或黑云母斜長鉀长片麻岩;Pt_6为条带状黑云母斜长片麻岩与黑云母鉀长片麻岩互层,偶夹薄层石英岩;Pt_7为白色厚层石英岩夹少量条带状黑云母斜长片麻岩。本岩系各組之間都为整合接触或逐漸过渡关系。上部为与其呈角度不整合接触的新生代地层所复盖。其中第三系为紅色内陆湖相之碎屑沉积,第四系为具有各种成因类型的松散堆积。其他时代地层全部缺失。前震旦紀地层分布于深切河谷中,出露面积仅占全区20%左右,其他广大面积均为第三紀紅色砂砾岩和第四紀黄土所复盖,这給地質勘探工作带来了一定困难。

本地区在大地构造上,处于地槽中央地背斜的一端。基底岩系的构造特点是呈紧密綫型高角度倒轉或同斜褶皺,并为历次地壳运动所形成之断裂所复杂化。全区由一向北西傾伏的倒扇形复背斜构成,傾角很陡,一般在80度左右,褶皺軸向为北北西—南南东,次一級构造綫方向,由东向西逐漸由北西向轉为北北西向乃至近南北向。断裂方向大致可归納为平行或垂直褶皺軸向的两組,沿褶皺軸部有古老片麻状花崗岩、基性岩及晚期花崗岩出露。第三系构造层本身构造簡单平緩,但断裂活动頻繁,此外新构造运动表現亦极为強烈。

本地区岩浆活动很激烈,特别在工作地区的中部,岩体呈南北向带状分布,岩浆岩种类很多,但以花崗岩为主,岩脉頗发育,后期热液作用亦強烈。岩浆活动和构造与銅鎳矿床的形成有着密切的联系(見图1)。

矿床地质

矿床多位于背斜之轉折端或其两翼,主要由受紧密褶皺所引起的,与区域褶皺軸近于一致的次一級构造断裂带所控制。断裂带系由一系列逆断层所組成,从成矿前到成矿后的长时期内,都在不断地活动着。矿体有的賦存于受断裂构造控制的基性岩岩体内,岩体为次閃石輝长岩杂岩体,其中大部分輝石均受強烈之次閃石化,有的輝石完全蝕变,以致难以辨認其原来面貌,則应称为变閃长岩;岩石为深綠色—黑綠色,为全晶質半自形—他形中粒結构,有时亦具长石斑晶,主要組成矿物为拉长石-倍长石、次閃石、普通角閃石、普通輝石,次为黑云母及石英,副矿物为磷灰石、磁鉄矿;岩体中暗色矿物与淡色矿物含量

比例变化較大，一般岩体上部淡色矿物較多(>60%)，下部暗色矿物相对較多(>60%)；局部暗色矿物集中(>90%)，則过渡为輝石岩。有的矿体賦存于构造断裂带內，直接与結晶片岩接触。結晶片岩經常是花崗片麻岩或片麻状花崗岩，呈灰白色或肉紅色，为半自形粒状結构或花崗变晶結构，主要組成矿物为石英、鉀長石、更長石-中長石及少量黑云母、角閃石、白云母。黑云母微具定向排列，石英具波状消光。

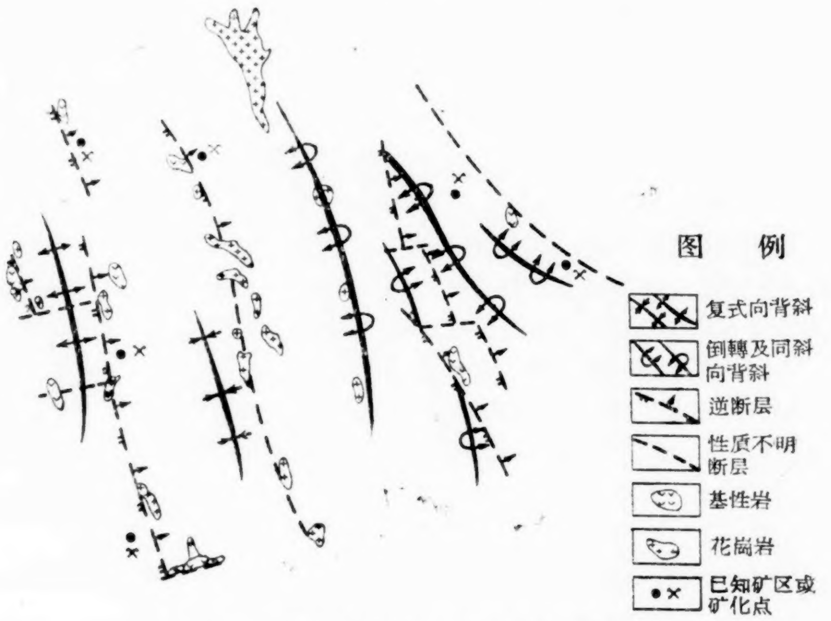


图 1 基底岩系区域地質构造綱要示意图

矿区岩浆活动甚为強烈，与銅鎳矿床成矿有关的基性岩，常呈岩床、岩墻或岩脉产出，走向北西—南东，傾向北东，傾角 60° 左右，延长最大者可达数百米，寬数米至数十米。岩体种类多、分布零星，在岩相上不具明显的分异现象；除此之外还有花崗岩脉、伟晶岩脉等广泛分布。控制成矿的地质因素是以构造断裂为主导，岩性在一定条件下亦具有相当重要作用。

本类矿床近矿围岩蝕变普遍而且較为強烈，系由多次热液活动所致；主要为次閃石化、綠泥石化、綠帘石化(黝帘石化?)、黑云母化、黃鉄矿化等。作为含矿母岩的次閃石輝长岩的輝石蝕变成纖維状、柱状集合体之次閃石（見照片 1）及变斑晶黑云母，在早期形成的矿物裂隙之間或沿矿物解理充塡交代；次变边結构也常見到。这期蝕变与热液阶段前期矿化有关；而与热液阶段后期矿化有关的，主要是斜长石、角閃石的綠泥石化，以及斜长石不同程度之綠帘石化(黝帘石化)。在空間分布上，前者較广泛，后者主要在矿体附近較显著，但总的来說基性岩蝕变作用都不甚強烈。作为含矿围岩的結晶片岩，近矿部分蝕变較強烈，以綠泥石化、綠帘石化(黝帘石化?)、黃鉄矿化、黑云母化最常見。斜长石遭受強烈之綠帘石化，生成无色細小顆粒状集合体，微現多色性的綠帘石(黝帘石?)，斜长石仍保持原来晶体的外形。綠泥石多由鉀长石或角閃石蝕变而成，与銅鎳矿化关系密切，根据观察在金属矿物周围几乎都有綠泥石化現象，蝕变強度与距离矿体远近及矿体形态有关，說

明其与矿化在成因上之联系。黄鉄矿多呈細脉或薄膜状沿岩石节理或片理貫入，与銅矿化有关。本类岩石根据化探原生暈及化学分析結果，含銅、鎳背景值較一般岩石为高，且有 As > Cu > Ni 之現象。其他成矿前之花崗岩脉等亦有受蝕变之現象。

目前，已为勘探工程揭露的矿体，一般規模不大，呈透鏡状、袋状或不規則之脉状，走向北西–南东，傾向北东，傾角較陡，約 60 度左右，有的矿体延深大于延长。基性岩中之矿体，产于岩体上盘或中間，矿体与岩体界綫不清楚，呈漸变关系。賦存于結晶片岩系断裂带中之矿体，金属硫化物主要呈致密块状，与围岩分界綫一般比較清楚。矿体有的单个出現，亦有成組相伴出現的。

矿石的主要矿物成分及結构构造

通过鏡下初步鉴定資料証明，賦存于基性岩中之矿体，矿石以浸染状为主，其含鎳矿物主要是鎳黄鉄矿[$(Ni, Fe)_9S_8$]和紫硫鎳鉄矿($FeNi_2S_4$)，輝鉄鎳矿 [$(Ni, Fe)S_2$]很少；(紫硫鎳鉄矿和輝鉄鎳矿鏡下特征极为相似，初步区分它們的依据主要是：前者反射色稍显淡紫紅色，矿物表面不甚光亮較粗糙有麻点，常有两組解理，晶形不完整，加硝酸起泡不如后者強烈，微現褐色等)，伴生的金属矿物是磁黄鉄矿、黄銅矿及少量黄鉄矿等。賦存于結晶片岩系中之矿体的矿石以块状构造为主，含鎳矿物主要是紫硫鎳鉄矿及輝鉄鎳矿，未見鎳黄鉄矿，伴生的主要金属矿物是黄銅矿、黄鉄矿或磁黄鉄矿；在块状矿石边部往往有交代围岩，而形成的部分浸染状矿石，其矿物組合，基本与块状矿石相同。針鎳矿(NiS)，在以上两类矿石中均极少見(图 2)。

两类矿石中均以交代結构为主，可以是晚期金属矿物交代早期形成的金属矿物(照片 2)；或者交代較早生成的脉石矿物(照片 3)。从上述材料来看，两种类型的矿石，反映了两种根本不同的成矿地質条件，但也有其相关联之处。氧化带含鎳矿物有含鎳蛇石、含鎳綠高岭石、含鎳綠泥石等，并有赤鉄矿、褐鉄矿、針鉄矿、自然銅、孔雀石及其他矾类矿物等。

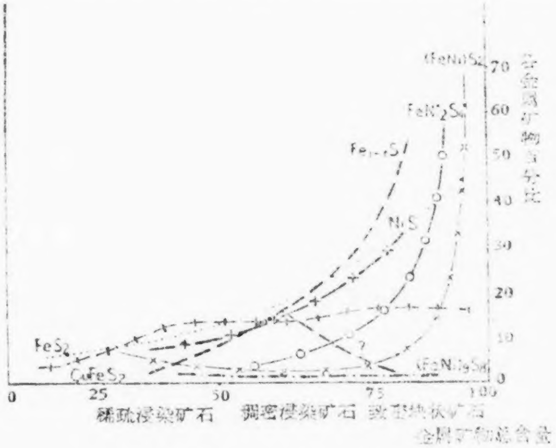


图 2　主要金属矿物含量变化曲綫图

矿石化学成分特点

从化学分析資料来看，成矿元素銅、鈷和鎳的关系有以下特点。賦存于基性岩岩体中之浸染状矿体，銅、鈷的变化規律是明显地随着鎳元素含量之增高也相对增高，鎳含量降低时銅、鈷也降低(图 3_1)；Ni:Cu:Co 約为 16:3:1，与一般岩浆矿床比例近似，具体到各矿区又有所不同。賦存于結晶片岩系中之块状矿体，鎳、鈷与銅比值变化很大，以致沒有明显規律(图 3_2)；但該矿体边部之浸染状矿石，其变化規律又較稳定，与前有相似之处，只不过三元素之比相差較大而已，大致 Ni:Cu:Co 为 20:3.5:1。在这两类矿石中，虽然鎳

鈷与銅比値不同,但銅含量之絕对值却往往近于一致;这是因为在浸染状矿石中,鎳与銅主要是以硫化物形式常相共生,故有一定比值(根据十个原生矿石样品的物相分析結果,含鎳硫化物約占73%)。而在块状矿石中,銅含量基本未变,由于鎳含量之进一步富集,致使鎳銅比値相对加大;当然由于主要含銅矿物黄銅矿的生成时間一般延續較长,与含鎳硫化物的出現可能不一定一致,可以是单独出現,或者同时生成,或者两者兼而有之,因此有时也会造成沒有明显規律的現象。总之,鎳与銅含量比值的变化特点,往往可以反映矿床的不同成因,也表現在矿石不同构造特征上。鈷含量变化一般不大,約为0.02%左右,推測可能是由于鈷与鎳同属鉄族元素,离子半径近似,鈷以类質同象混入物存在于含鎳硫化物中,故与鎳元素含量关系,看不出随矿床成因,以及矿石构造之不同而有所改变。至于氧化矿石由于本矿床所占比例极小,成矿元素銅、鈷和鎳的相关关系就不再叙述了。

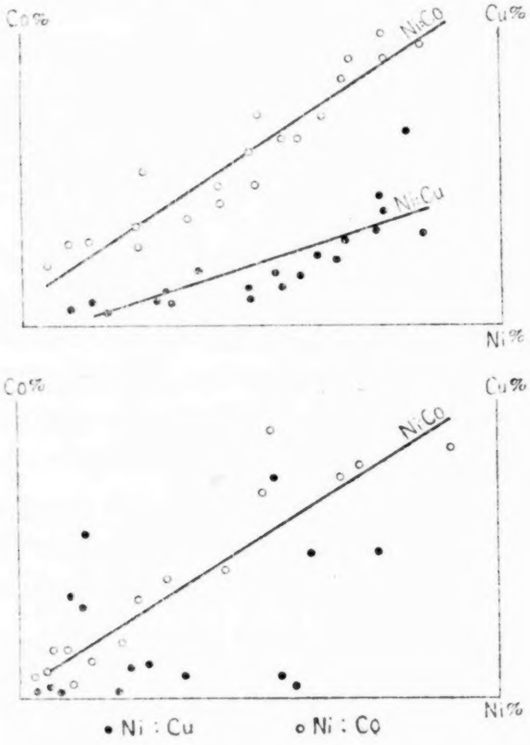


图3 鎳、銅、鈷元素相关关系图
①浸染状矿石鎳、銅、鈷相关关系图
②致密块状矿石鎳、銅、鈷相关关系图

除去銅、鈷等主要有用組分經常与鎳伴生外,根据化学全分析和組合分析結果,还发現以下极有意义的元素,如表明热液作用最典型的元素硒(Se)、砷(As)、銀(Ag)等,均較普遍地存在于原生矿石中。有的矿区利用砷做为化探原生暈的指示元素,取得良好效果。

成矿阶段之划分

根据現有資料分析初步認为,本矿床成矿作用,經历了一个相当长的时間。从主要金属矿物和其共生組合关系来看,含鎳矿物种类多,鎳的存在形式也較复杂,有的呈单独含鎳矿物,或以类質同象存在于其它矿物之中。从主要矿物生成順序上来看有典型的生成温度較高的矿物如磁黄鉄矿、鎳黄鉄矿等,也有生成温度較低的典型矿物如紫硫鎳鉄矿、輝鉄鎳矿、針鉄矿、白鉄矿等,也有热液蝕变矿物如綠泥石、次閃石、綠帘石、黑云母等,以及表生条件生成的矾类矿物、含鎳矽酸盐及其他金属氧化物、氫氧化物和碳酸盐。黄鉄矿、黄銅矿生成延續时間最长,生成温度也不一致。根据主要矿物生成先后順序及野外观察所获得的資料,再結合成矿过程中物理化学条件的分析,本矿床至少可以明显地划分为三个不同的成矿阶段:

岩浆阶段:如某矿区金属矿物在次閃石輝长岩杂岩体中,呈細粒浸染状,矿石与围岩无明显界綫,主要矿物組合为磁黄鉄矿 + 鎳黄鉄矿 + 黄銅矿 + 黄鉄矿。鏡下初步观察

到金属硫化物結晶在矽酸盐母岩浆冷凝之后，发現有金属硫化物交代矽酸盐岩浆矿物如普通輝石、普通角閃石或斜长石的現象。由此可見，金属硫化物的結晶作用发生在母岩浆完全冷凝結晶成顆粒之后，証明本矿床生成时有岩浆熔离分异作用发生。磁黃鉄矿与鎳黃鉄矿常相共生，有的呈結狀构造（照片 4）；它們又与黃銅矿呈不混熔关系，矿物之間呈明显光滑接触关系（照片 5），沒有交代現象，应属于連續沉淀关系。有时还可看到黃鉄矿被磁黃鉄矿交代成鋸齿状的現象（照片 6），黃銅矿与磁黃鉄矿、鎳黃鉄矿呈超复关系等現象，从而确定了本阶段矿物生成之先后順序。典型矿物的共生組合关系，表明了当时成矿介質条件应属深度比較大，成矿作用是在还原条件下进行的；本阶段开始时大量磁黃鉄矿的晶出，表明了成矿溶液中硫离子浓度相对較低等特点。因为以后才是黃鉄矿大量晶出，以及輝鉄鎳矿交代鎳黃鉄矿，紫硫鎳鉄矿又交代輝鉄鎳矿，針鎳矿交代紫硫鎳鉄矿或鎳黃鉄矿等現象发生，說明硫离子浓度的相对增高。

热液阶段：根据勘探工作获得的資料証明，本阶段也是生成有工业价值的銅鎳矿床主要阶段之一。矿床的生成大多数賦存于距基性岩岩体有相当距离，有利于成矿的結晶片岩系內。矿体呈不規則的脉状、网脉状或透鏡状，矿石呈致密块状构造，其边部亦有浸染状构造者，角砾状构造者少見，一般与围岩分界綫清楚，主要矿物組合为黃鉄矿 + 輝鉄鎳矿 + 紫硫鎳鉄矿 + 黃銅矿。鏡下初步观察发現本組矿物广泛交代穿插岩浆阶段生成的典型矿物組合，故与前一成矿阶段比較容易划分。如黃鉄矿广泛交代磁黃鉄矿（照片 7）；輝鉄鎳矿或紫硫鎳鉄矿交代鎳黃鉄矿，或沿磁黃鉄矿解理进行交代，当然也曾发現交代矽酸盐岩浆矿物的現象。除此而外，还发現紫硫鎳鉄矿交代輝鉄鎳矿、針鎳矿，白鉄矿交代紫硫鎳鉄矿，黃銅矿充填交代輝鉄鎳矿（照片 8）等現象，从而确定了本成矿阶段各主要金属硫化物之沉淀順序。在鏡下还观察到黃鉄矿呈完整的五角十二面体和立方体結晶的細脉，沿着上述矿物裂隙或解理进行充填，也見到黃銅矿細脉切穿这些矿物，由于这种現象不甚普遍，且观察的光片数量有限，它們之間的关系尚不十分清楚，但可与上述矿物明显地划分为不同的成矿时期。另外根据薄片观察，主要的热液蝕变矿物，次閃石生成最早，綠帘石、綠泥石次之，总的大致与热液阶段前期生成的金属硫化物时間相近。

本成矿阶段具有典型的热液矿物組合的大量出現，且以熔蝕及交代結构为主；說明整个成矿作用經历了一个极为复杂的过程，与岩浆阶段有着截然不同的生成条件（如含鎳矿物本阶段出現大量的紫硫鎳鉄矿、輝鉄鎳矿，岩浆阶段則以鎳黃鉄矿为主）。首先伴随这一成矿阶段金属硫化物的生成，有相当数量的水蒸汽及其他揮发份，使形成硫化物的成矿溶液具有相当低的粘度，沿着极細裂隙或矿物解理滲透，同时产生相当強烈的近矿围岩蝕变現象。在本阶段由于硫离子浓度的継續增高，使成矿环境逐漸从还原环境轉变为氧化环境，鎳离子由二价逐漸轉变为三价，生成以紫硫鎳鉄矿、輝鉄鎳矿、針鎳矿为代表的含鎳金属热液矿物組合。本阶段成矿作用生成深度，較岩浆阶段也应相对为浅。以上描述表明了本矿床生成的基本特点。

表生阶段：本矿床氧化深度一般为 10—30 米，沿矿体走向变化不大，垂直分带与次生富集現象不明显。这次对氧化带矿物未做系統研究，氧化带矿物主要为鉄銅之氧化物、氫氧化物、碳酸盐、含鎳硅酸盐以及矾类矿物等，未見殘余硫化物。

本矿床成矿作用阶段划分及主要矿物沉淀順序，詳見下表：

各成矿阶段主要矿物沉淀順序表

主要矿物 \ 生成时間	岩浆阶段	热液阶段 前期	热液阶段 后期	表生阶段
磁鉄矿	—			
磷灰石	—			
普通輝石	—			
普通角閃石	—			
鉀、斜长石	—			
石英	—			
磁黄鉄矿	—	—		
鎳黄鉄矿	—			
黄銅矿	—	—	—	
黄鉄矿	—	—	—	
輝鉄鎳矿		—		
紫硫鎳鉄矿		—		
白鉄矿		—		
針鉄矿		—		
次閃石		—		
綠帘石(鈉黝帘石?)		—	—	
綠泥石		—	—	
黑云母		—	—	
矾类矿物				—
含鎳矽酸盐				—
鉄之氧化物，氫氧化物，碳酸盐				—
孔雀石，自然銅，赤銅矿				—
方解石				—

成　因　討　論

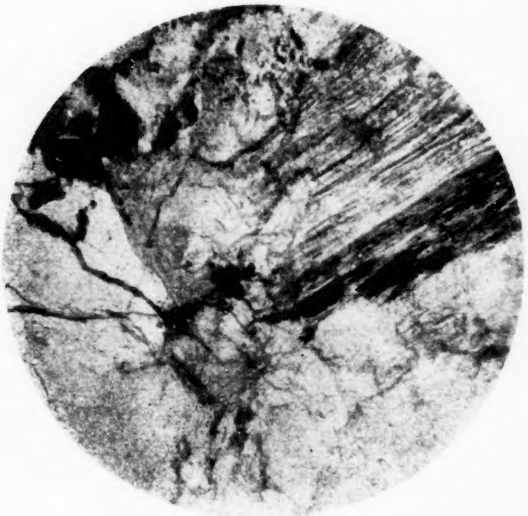
綜合以上資料，本矿床具有以下特点：

1. 矿床在空間分布上及成因上往往与基性岩有着密切联系，而具体控制成矿作用的主导因素，却又是与区域构造方向一致的次一級构造断裂带。

2. 矿体中鎳、銅、鈷等成矿元素含量变化极大，伴生有益組分亦极复杂，有与基性岩浆有关的伴生元素，亦有与成矿热液有关的稀有分散元素。

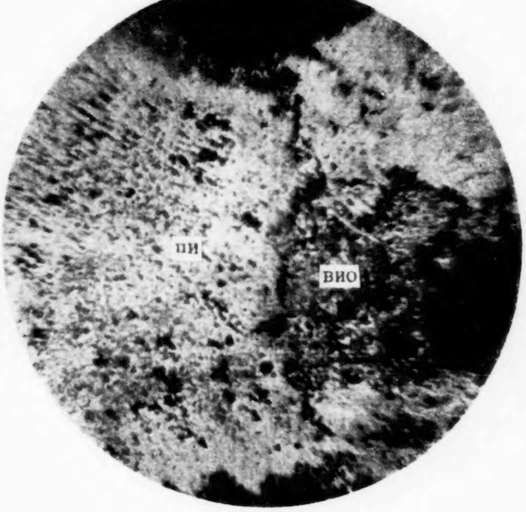
3. 在矿物共生組合，以及矿石結构构造方面，亦反映了岩浆及热液两种不同成因的特点。

4. 近矿围岩蝕变現象，較強烈且普遍，对不同岩性有选择性。



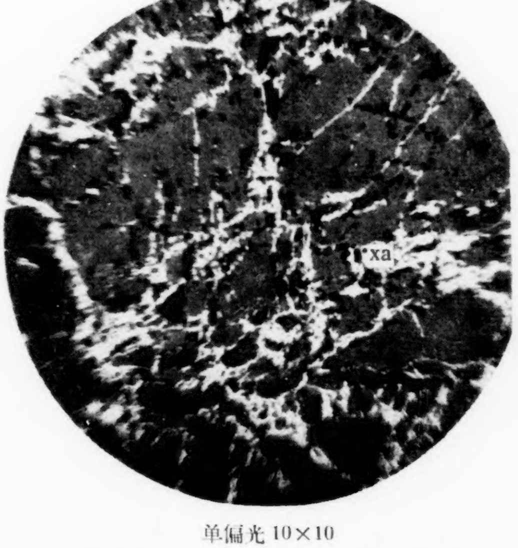
单偏光 5×10

照片 1. 輝石受蝕变后形成次角閃石。淡色矿物为斜长石



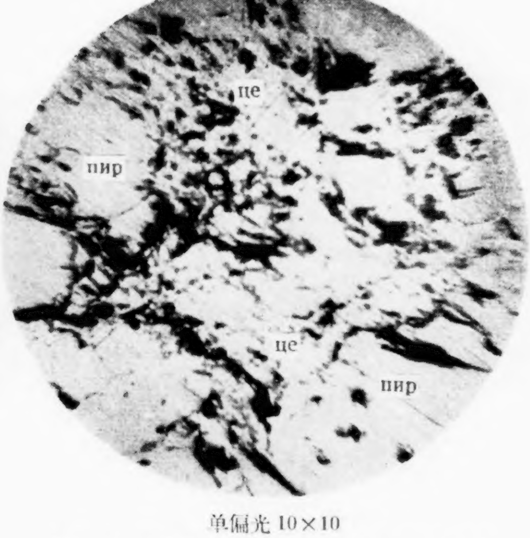
单偏光 10×10

照片 2. 晚期金属矿物（紫硫鎳鉄矿 Вио）交代早期生成的金属矿物（黄鉄矿 Пи）



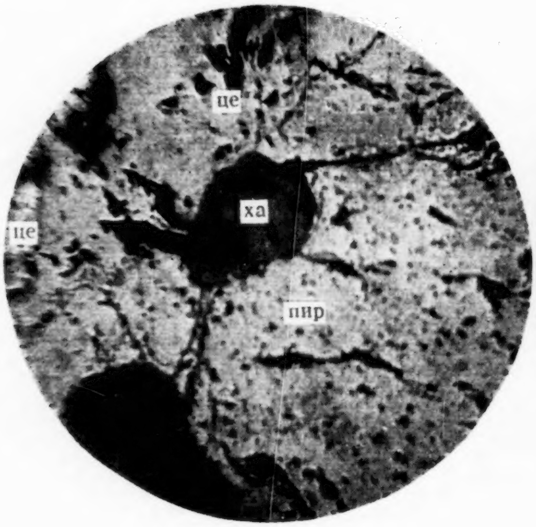
单偏光 10×10

照片 3. 晚期金属矿物(黄銅矿 Ха)交代脉石矿物



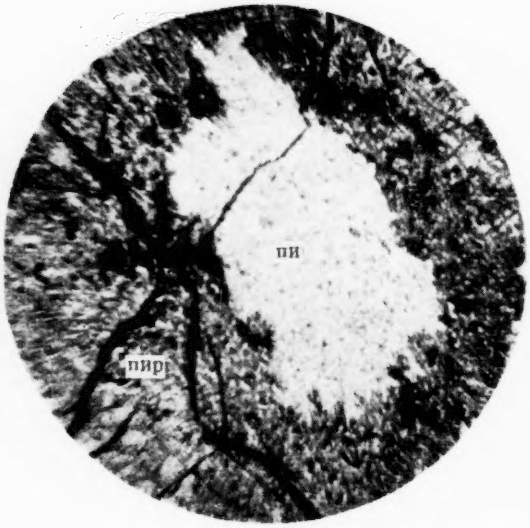
单偏光 10×10

照片 4. 磁黄鉄矿(Пир)与鎳黄鉄矿(Пе)形成之結状构造



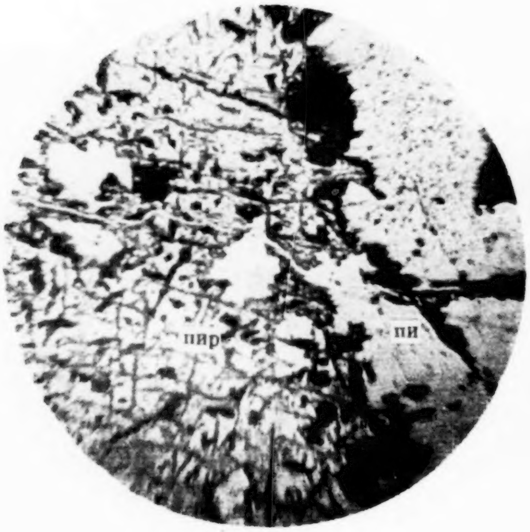
单偏光 10×10

照片 5. 磁黄鉄矿(Пир)、鎳黄鉄矿(Це)与黄銅矿(Ха)呈光滑接触关系



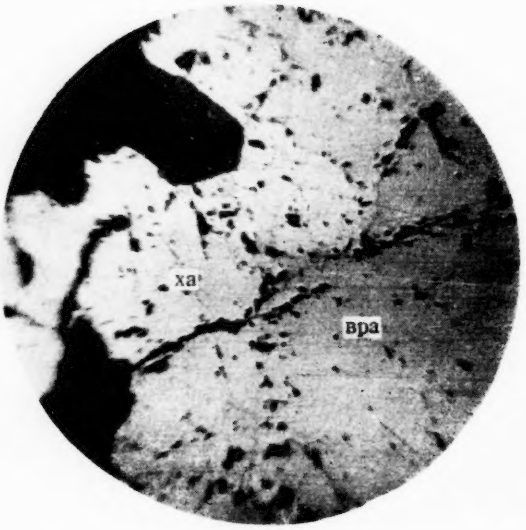
单偏光 10×10

照片 6. 黄鉄矿(Пи)被磁黄鉄矿(Пир)交代成鋸齿状



单偏光 10×10

照片 7. 黄鉄矿(Пи)交代磁黄鉄矿(Пир)



单偏光 10×10

照片 8. 黄銅矿(Ха)交代輝鉄鎳矿(Вра)

因此，訊为本矿床应属岩浆熔离—岩浆期后热液硫化銅鎳矿床。

其生成过程是：开始时随着温度的降低，岩浆中硫化物熔融体与矽酸盐熔融体分开，然后首先是矽酸盐熔融体的晶出，当温度継續冷却时，則硫化物亦晶出。不过，由于温度下降迅速，基性岩一般說来岩相分异不明显，矽酸盐中含鎳硫化物，亦未能完全下沉到岩浆源深处，形成底部矿体，而是比較分散在岩体中，呈透鏡状分布；有时甚至过于分散，未能生成矿体。經过相当长的間隔以后，可能是来自岩浆源的含鎳成矿溶液，受到动力作用的影响，往往沿着构造断裂带上升到基性岩浅部，或者与早先生成的矿体重迭起来；而在多数情况下，上升到基性岩体附近的結晶片岩中，冷凝后生成脉状矿体。这种矿体形状极不規則，但銅、鎳含量特高，幷伴生有益組分多种。在主要成矿阶段以后，还經常看到后期黄鉄矿、黄銅矿脉穿插前期生成的矿体的現象，証明本矿床成矿作用的多次性。

总之，本矿床不同于一般典型的岩浆熔离成因的銅鎳矿床，在成因上它具有以下特点：

1. 成矿作用延續时間很长，从岩浆熔离生成矽酸盐矿物和金属硫化物的温度起（一般訊为不低于 1500℃），到岩浆期后热液成矿温度止，具明显的阶段性、多次性等特点。

2. 成矿溶液在岩浆阶段硫离子浓度較低，成矿作用是在还原条件下进行的，以后随着温度的急速下降，硫离子浓度相对很快地增高，至热液阶段成矿环境逐渐轉变为氧化条件。因此，以热液阶段为主生成的矿床，往往較岩浆阶段生成的更具有工业价值。

3. 殘余成矿溶液中富含水蒸汽及其他揮发份，因此具有較低的粘度，活动性很大，成矿元素沿裂隙迁移富集能力特強，生成致密块状矿体，幷沿裂隙或矿物解理滲透进行交代，产生围岩蝕变現象。

4. 岩浆阶段成矿溶液所处环境一般較稳定，呈固熔体关系的矿物，可达共結点同时晶出，形成結状构造。至热液阶段則往往由于成矿环境改变，温度急剧下降，表現在金属矿物結晶不完整，矿物之間有超复沉淀关系，以及具环带状构造等特点。

在成因問題上，尙存在着許多爭論，有待今后进一步研究解决。

参　考　文　献

[1] 塔塔林諾夫 П. М. 1957，矿床成因論。地質出版社。
[2] 馬加克揚 И. Г. 1955，金属矿床。地質出版社。
[3] 格拉兹科夫斯基 А. А. 1954，矿产普查勘探丛书"鎳"。地質出版社。
[4] 別捷赫琴 А. Г. 等 1957，岩浆金属矿床基本問題。地質出版社。

第41卷 第3-4期 地質学报 Vol. 41, No. 3-4
1961年12月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

粤东北一个矽卡岩型鉄矿床生成地質环境的初步分析

周肖琚

本文引述的矿区为华南一个标准矽卡岩型磁鉄矿矿床，在成矿地質条件方面有它自己的特征。因此，提出几个問題进行討論，供有关方面参考。

一、区域地質簡介

本区位于贛南粵北弧形构造的南部。

地层：区域内地层剖面如下：

白堊系：

8."灯塔岩系" 为砂頁岩及砾岩組成的紅色地层……………………}厚800米
7."羊石脑岩系" 为砂砾岩和粉砂岩层……………………

〰〰不 整 合〰〰

侏罗系：

6."馬龙山岩系" 为砾状砂岩……………………厚700米

〰〰不 整 合〰〰

5."九龙山岩系"(有人認为属晚三迭世) 为長石石英砂岩、砂質頁岩、钙質粉砂岩、白云質泥質石灰岩、石英砂岩等；砂質頁岩之上部含褐鉄矿，普遍具植物化石；本层为含矿围岩……………………厚800米

〰〰不 整 合〰〰

石炭系：

4.韦宪組 为石英砂岩、鉄質砂岩、炭質頁岩及劣質烟煤，含不完整植物化石碎屑……………………厚500米

〰〰不 整 合〰〰

3.杜內組 为石英砂岩、頁岩、薄层石灰岩……………………厚約450米

〰〰不 整 合〰〰

泥盆系：

2."冲子头系" 底部为砂砾岩，上部为灰黃色及紫色頁岩……………………厚約600米
1."老虎坳岩系" 由砂砾岩及杂色頁岩构成……………………厚約300米

构造：以复式向斜褶皺为其特征，而穹窿构造边緣的小褶皺与矿床形成关系尤为密切。区域的东北部为侏罗系組成的向斜构造，其軸向为北西-南东。矿区的西南为一背斜，軸向北60°东，向东北傾沒。在背斜的中部，由斑状花崗岩体构成。沿斑状花崗岩边緣，早侏罗世地层形成对称之穹窿构造。在主矿体地段岩层具两組构造綫，即北东东-南西西及北西-南东，这表明在該地区曾有过构造干扰現象。

火成岩： 依其种类来分，有斑状花崗岩、細粒花崗岩岩脉和輝綠岩岩墻等。

斑状花崗岩露出地表的面积約 30 平方公里，与围岩多呈緩傾角接触；在个别地段呈支叉伸入围岩，属岩株构造。从侵入体中心向边緣形成粗、中、細粒构造的相变，成分也随之发生变化。中部黑云母、鉀长石多，边部則減少。由于此岩体与鉄矿或矽卡岩带直接接触，因此認为它与矿床生成有关。斑状花崗岩可能在早侏罗世末期及晚侏罗世地层沉积之前侵入，故属燕山期产物。

二、成矿地質特征

本区矽卡岩型鉄矿床的形成，与围岩条件、地質构造、火成活动等因素有关。

（一）围岩性質和矿床的关系

1. 围岩性質对成矿作用的影响： 近矿围岩为石英砂岩、白云質泥質石灰岩、鈣質泥質粉砂岩，后者特別发育。石英砂岩有良好的滲透性，便于热液流通。泥質粉砂岩、砂質頁岩一般均富有化学上惰性的鋁土質物質及石英。从物理性質来看，砂質頁岩、泥質粉砂岩的滲透性很小。因此，这两岩层常起到矿液上升的屏蔽作用。然而，由于热力作用，鈣質粉砂岩的矿物顆粒发生再結晶，可塑性和不透水性都減小了，相应的化学活动性大大增高，已形成的矽卡岩及部分围岩被鉄質所交代，形成各种类型磁鉄矿矿石。白云質泥灰岩的化学活动性很強，在适当的溫度和压力下，当它和含鉄热液相接触交代，便生成浸染、致密块状和条带状磁鉄矿矿石，或者先交代围岩形成矽卡岩带，而后再成矿。矿层产于矽卡岩中，在矿体内部常見石英砂岩包体或者磁鉄矿交代鈣質粉砂岩的某一部分；所有这一切，都說明矿液对围岩有着选择交代作用。

2. 矿体产状与围岩的关系： 矿体和沉积岩层間常为矽卡岩带(图 1)。矿体与矽卡岩或鈣質粉砂岩接触界綫不明显，而与石英砂岩的分界綫則很清楚。矿体呈似层状、透鏡状产于花崗岩与围岩接触带中；有时呈包体突入围岩。但是，围岩本身的产状与矿体产状也有着重要的关系，由于上复可塑性岩石和下伏脆性岩石受地壳运动的影响而形成鞍状构造，控制了后来的成矿作用。

3. 近矿围岩蝕变： 靠近侵入体和矿体的围岩受着揮发分及热液渲染，形成矽卡岩和热液蝕变带。因此，近矿围岩的蝕变常为寻找該类型矿床之重要标志。

（1）矽卡岩化：矽卡岩的組成矿物以透輝石、鈣鉄輝石、符山石和石榴石为主，其次为阳起石、粒矽鎂石、鈣柱石和斜黝簾石。发育于矿体底盘，呈規則的似层状、扁豆状；为脉状者則属后期产物。其厚度在褶皺軸傾沒部分最大，但一般和鉄矿层厚度成反比例。值得指出：以透輝石为主的中粒状矽卡岩是矿液最易交代的对象；在致密状矽卡岩中极少見到矿化，偶而見到磁鉄矿，但呈脉状塡充于裂隙中。与矽卡岩接触的围岩，通常是大理岩和鈣質粉砂岩；与成矿有关的侵入岩为細粒斑状花崗岩。

（2）蛇紋石化、絹云母化及电气石化：前者見于透輝石矽卡岩带及磁鉄矿矿石中，是由鈣鎂橄欖石、粒矽鎂石及透輝石蝕变而成，其蝕变之深浅与磁鉄矿矿化強烈成正比。蛇紋石化岩带产状往往不甚規則，难划分为一单独相。絹云母化发育的岩石有两种：其一，为鈣質粉砂岩，是标准的中溫热液蝕变現象，蝕变越深，磁鉄矿化越強烈，亦为重要找矿标

志;其次,是由細粒斑状花崗岩中长石蝕变而成。电气石化与絹云母化常同时出現,矿物呈粒状和短柱状,分布于粉砂岩中和矿层內。

(二) 构造对成矿作用的影响

有利于成矿作用的构造在本矿区內有下面几种:

1. 复式小褶皺(图 1): 一小型复式向斜控制着主矿体。周围小矿体亦受小型向斜控制,均繞着斑状花崗岩,其走向与围岩主要构造綫不一致。也就是說,岩浆侵入围岩时,不

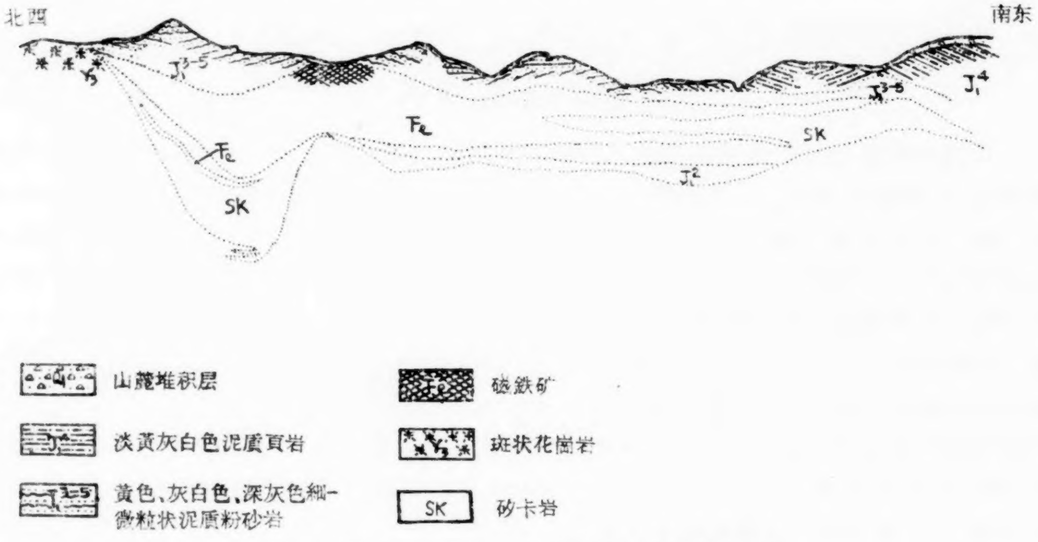


图 1 粤东北一个矽卡岩型鉄矿床地质剖面示意图

仅两者之間化学成分发生改变,同时也促使围岩強烈变形,成为向斜、背斜构造。围岩經褶皺,沿层面发生破裂,形成許多小鞍状构造(图2)和小断裂;使矿液能沿这些破裂上升或沿层面侵入,在具有良好屏蔽作用的上复岩层阻挡下,富集在鞍部构造和层面、裂隙中。

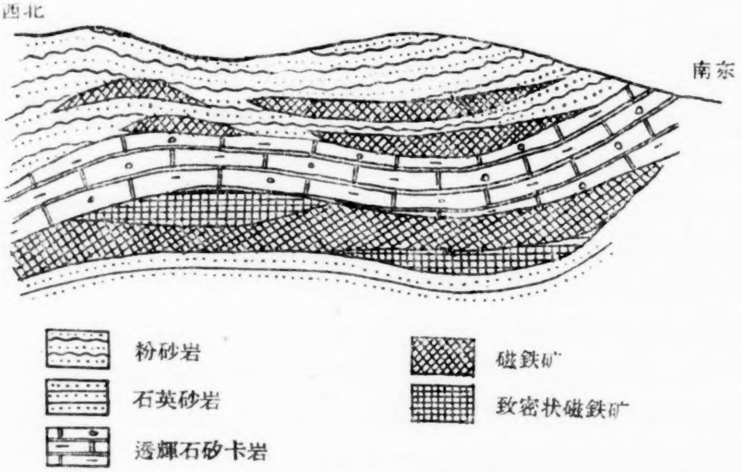


图 2 在鞍状小构造內生成的磁鉄矿层剖面示意图

背斜控制的矿体，常是上富下貧；向斜控制的矿体却相反，并且褶皺軸部的矿体較稳定，单斜面上的矿体貧而薄。因此，矿区内平面的褶皺构造，可作为指导寻找隐伏矿体的綫索。

2. 裂隙构造：围岩中节理裂隙很发育，特别是在褶皺軸附近，其中充填着致密磁鉄矿矿脉。平行岩层面的裂隙亦頗为发育，其中富集着粒状和块状磁鉄矿，在剖面上重迭而生，构成有經济价值的矿床。节理裂隙对于矿体生成并不都有利；相反，也有不利的地方，如使矿体破碎、矿石易于风化等。

3. 俘擄体构造：在深部盲矿体和附近的几个小矿体，其分布具一定方向。它們的形成过程是：当岩浆侵入时，頂板围岩受力作用后发生破裂，陷入侵入体内，从而受来自多方面的物質成分补給和彼此間的交代，形成了盲矿体。在斑状花崗岩中常見围岩呈矽卡岩包体，就是明显的証据。

（三）火成作用与矿床

矿床的形成被認为与斑状花崗岩有关，所以矿体往往生于接触带上。当火成岩超复在矿体上部时，矿石特別富（图 3），远离花崗岩則变貧。但是，磁鉄矿与細粒斑状花崗岩的关系最密切；粗粒斑状花崗岩与围岩接触带中，常見不着矿体或矽卡岩带。在平面图上矿体与围岩接触綫常为曲形，矿体多生于围岩突入侵入体的地段。

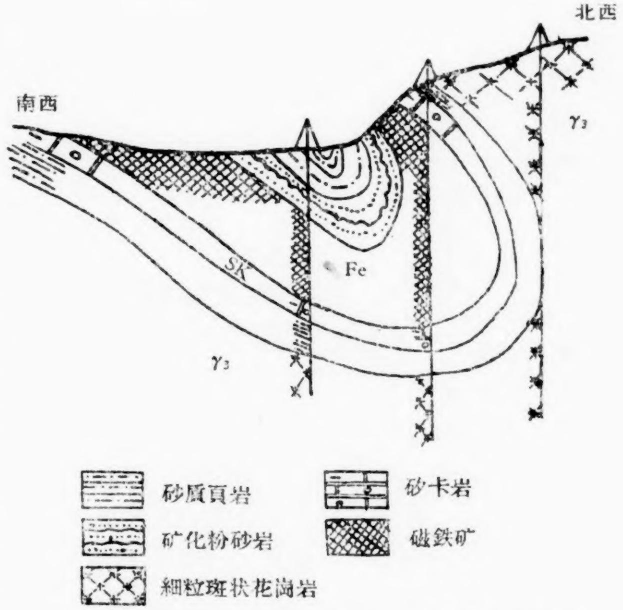


图 3　細粒斑状花崗岩超复于矿体之上（示意图）

（四）矿石矿物成分、結构与构造

1. 矿石矿物成分：矿石中金属矿物除磁鉄矿外，还有毒砂、閃鋅矿、黄鉄矿、黄銅矿、褐鉄矿、假像赤鉄矿；非金属矿物有符山石、石榴石、透輝石、阳起石、鈣鎂橄欖石、粒矽鎂石、鈣柱石、蛇紋石、斜黝簾石、絹云母、电气石、綠泥石、方解石等。

2. 矿石結构：矿石的結构見有自形粒状、半自形粒状和交代殘余結构。其中，以后者最为发育，表現在透輝石晶体被磁鉄矿交代成不規則的外壳。

3. 矿石构造：矿石的构造有浸染状、似条带状、斑点状和致密块状等构造。浸染状构造又可詳細分为粗、中、細粒三种，但以不等粒浸染状构造为主。細脉浸染状构造亦頗为发育，它們反映了成矿的各个不同阶段。

4. 矿石的主要化学成分及某些元素含量的变化規律：矿石的主要成分为鉄，其絕大部分均賦存于磁鉄矿中。有益杂质为錳，有害杂质为硫、磷、砷、鋅和錫。在矿体的垂直与

水平方向，硫的品位始終与全鉄成反比例。磷含量亦然，往往在深部富于地表。砷則存在于毒砂內，在矿石中其含量与全鉄成反比例。鋅一般含量較高，在矿体垂直方向与全鉄成正比，沿矿体水平方向变化較大。根据个別样品分析，发現錫含量頗高，可能存在于矽鎂石中。总之，本区矿石以富含鋅、砷及錫，不含銅、鈷为其特征(图 4)。

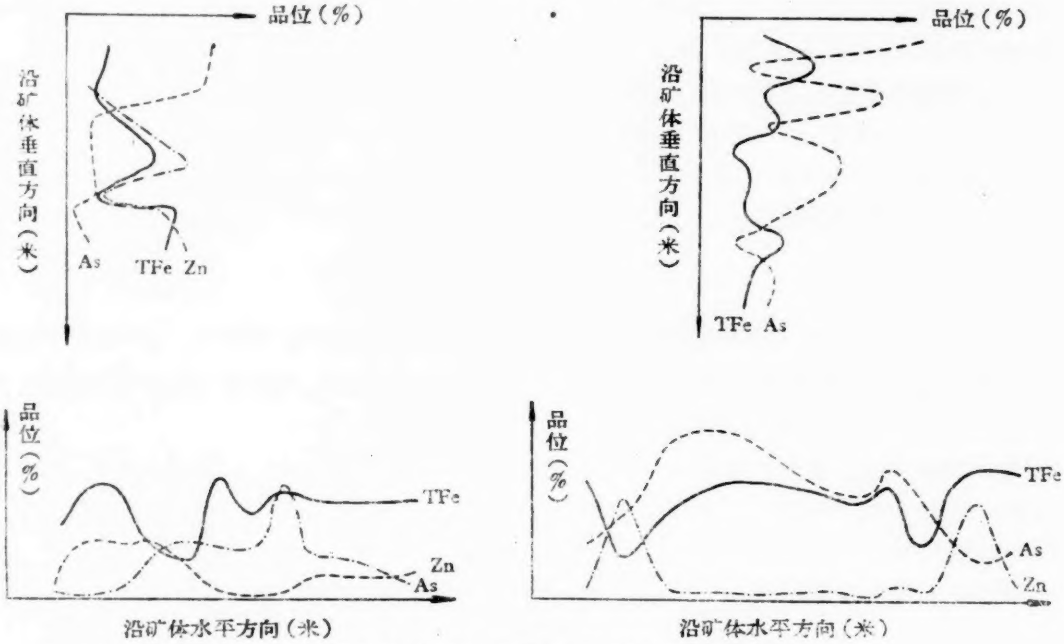


图 4　鉄与砷、鋅沿矿体垂直和水平方向变化曲綫图

(五) 成矿次序及矿床成因推論(表 1)

成矿过程中，各种矿物不是严格按照一般順序沉淀，在时間上有超越和重迭的現象。成矿次序大体上可分三期：

1. 接触变質-矽卡岩期：在中生代中期，燕山运动影响本区，斑状花崗岩沿脆弱地段入侵，使围岩变形；岩浆沿着脆弱接触带上升，順围岩层理和裂隙侵入；由于岩浆分异作用及冷却速度不一，以及所受围岩物质成分影响各有不同，侵入体由中心向边緣产生由粗到細的相变；当岩浆进入气化阶段，F、Cl 等活泼元素沿围岩层理、裂隙上升和正固結的侵入体、围岩等发生物質替换，形成符山石、透輝石、石榴石、阳起石等矽卡岩矿物相。与矽卡岩矿物形成的同时，从殘余岩浆中带来少量含鉄溶液，在还原环境下，生成团块磁鉄矿。

2. 磁鉄矿期：主要矽卡岩矿物生成之后，就是高温热液阶段，大量含鉄溶液从殘余岩浆中进入围岩的空隙，沿层面选择交代白云質泥質灰岩、矽卡岩和鈣質粉砂岩，晶出磁鉄矿。本区成矿过程中，鉄与矽卡岩表現重复性，由于稍晚的揮发流体再次作用，使石榴石、輝石、閃石类矿物結晶于磁鉄矿中或呈脉状穿插于矿石內。

主要造矿期之后，热液曾一度間断。此时，岩浆又一次侵入活动，花崗岩細脉穿插于围岩和矿层中，SiO_2 局部进入矿石，使矿石中 SiO_2 含量增高，部分围岩受着热力和热液作用产生蛇紋石化、絹云母化、电气石化等蝕变現象。

3. 石英硫化物期： 磁鉄矿期后，H_2S 大量揮发，在花崗岩中生成浸染状輝鉬矿和閃鋅矿，有毒砂脉穿插交代磁鉄矿及閃鋅矿。温度不断下降，黄銅矿呈星点状及細脉状与磁黄鉄矿共生，并显著交代閃鋅矿及毒砂等矿物；然后是黄鉄矿的析出。

矿物生成順序表

次序	矿　　物	接触变质期	高温热液期	中温热液期	低温热液期	冷水淋滤期
		矽卡岩阶段	磁鉄矿阶段	石英硫化物阶段		
1	符山石					
2	鈣鉄石榴石					
3	透輝石					
4	阳起石					
5	磁鉄矿					
6	鈣鎂橄欖石					
7	粒矽鎂石					
8	蛇紋石					
9	鈣柱石					
10	斜黝簾石					
11	毒砂					
12	金云母					
13	輝鉬矿					
14	螢石					
15	閃鋅矿					
16	磁黄鉄矿					
17	黄銅矿					
18	黄鉄矿					
19	絹云母					
20	电气石					
21	綠泥石					
22	滑石					
23	方解石					
24	褐鉄矿					
25	錳磁鉄矿					
26	孔雀石					
27	蓝銅矿					
28	石英					

最后阶段是碳酸盐依次填充在围岩和矿层裂隙中，生成方解石脉。

总結上述，不难理解本矿床具备以下几点特征：

(1) 围岩含鉄极少,花崗岩中有磁鉄矿顆粒;所有矿体均产于斑状花崗岩体边緣与石英砂岩、白云质泥质灰岩、鈣質泥質粉砂岩接触带中;矿体形状、产状、規模均受接触带构造控制。

(2) 含矿热液对围岩有着严格的选择作用,矿体与围岩(除石英砂岩外)界綫模糊,矿体內或矿石中常有围岩包体或交代殘余物质;很显然,矿体主要是由于交代作用生成。

(3) 矿石中磁鉄矿与标准矽卡岩矿物共生,同时有毒砂和閃鋅矿伴生,并具条带状构造和不等粒浸染状結构。

(4) 主要成矿阶段在矽卡岩期之后,高-中溫硫化物期之前。因此,認为矿床成因属高溫热液-接触交代矽卡岩型。

三、小 結

(一) 本文从实际材料出发,着重于地层岩性、小型构造及火成作用来說明鉄矿床生成地质特征。

(二) 該鉄矿的形成与围岩性質有关,作为成矿围岩在化学性質上需要含相当数量的鈣質;矽鋁質一般不利于成矿。在物理性質上需要有較发育的孔隙和层理。同时,也只有在上述条件的基础上,在有起着屏蔽作用的岩层下,矿体最易富集。

(三) 本矿床生于复向斜中,矿液富集与褶皺軸傾沒部分有关。破裂构造往往起到矿液上升的通道作用。俘擄体为找較富的盲矿体的标志,可是矿体規模不大。

(四) 与成矿有关的火成岩为小型中-細粒斑状花崗岩侵入体。花崗岩与围岩接触形态对成矿有重要的意义:不整齐的鋸齿状接触,特别是围岩突入侵入体部分最易矿化。

(五) 矿体产状或矿石矿物共生組合、結构和构造都說明是高溫热液交代形成的。共生的金属矿物簡单,非金属矿物复杂,且在生成时間上互相超越。矿石中含砷、鋅,不含銅、鈷和赤鉄矿等,而与一般矽卡岩型鉄矿有所差別。該类型矿床的成矿过程是长期而复杂的。

第41卷 第3-4期 地 質 学 报 Vol. 41, No, 3-4
1961 年 12 月 ACTA GEOLOGICA SINICA Dec., 1961

地 質 新 知

同位素在地质科学中的一些应用

集 生

近几年来，同位素地质的研究工作表明：应用这些資料有可能闡明一些复杂的地质問題(如岩石和矿物的絕对年龄、圈定褶皺带范围、划分造山期和成矿期等等)。本文将着重介紹国外运用同位素的研究資料探討矿床成因等方面的若干情况。

一、矿床的成因問題

(一) 多金属矿床的成因問題 这一問題一直存在着許多爭論。近年来，对該类型矿床中鉛同位素丰度做了許多研究工作。

以波兰上西里亚奥尔古施区的鉛鋅矿床[1]为例：該矿区內有泥盆紀—白堊紀的沉积岩层分布，它們主要由灰岩、白云岩、碳质頁岩、砾岩等組成；在各地质时代的白云岩中均有矿化現象。主要工业矿体产于中二迭世白云岩中，并受破碎角砾岩带的控制。在成因上，过去一直存在着沉积假說和热液假說之爭。1961 年，对这里的三迭紀、侏罗紀、泥盆紀灰岩和白云岩中鉛同位素組成进行了研究，其結果(表 1)証明了，在各时代地层中鉛是属同一类型的。把这个資料与捷克斯洛伐克的班夏夫里查鉛鋅矿床(产于中新世噴出岩中)的鉛同位素資料对比，表明波兰上西里亚奥尔古施区鉛鋅矿床形成于白堊紀以后。因此，該区矿床不是与围岩同生沉积的，而是由晚期热液作用形成的。

表 1

标本号	矿床和岩石	鉛同位素組成(比率)		
		206/204	207/204	208/204
10337	捷克斯洛伐克的班夏夫里查中新世噴出岩中多金属矿床的方鉛矿	18.83	15.70	38.56
10326	波兰西里斯克-克拉可夫区比多姆向斜三迭紀白云岩中的方鉛矿和硫化物	18.45	15.67	38.01
10333	波兰西里斯克-克拉可夫区巴林向斜三迭紀白云岩中的方鉛矿	18.35	15.64	37.96

在西伯利亚中通古斯克地区[2]許多典型的多金属矿床矿体呈层状，大都产于志留紀和寒武紀白云岩中，受断裂构造控制。其成因問題，过去也曾存在着沉积和热液两种看法。近年来，苏联地质工作者研究了上述寒武紀地层中方鉛矿的同位素的組成，研究結果(表 2)証明，它們是热液成因的。

上述多金属矿区內，不同地质时代岩层中鉛同位素的組成相同。于是，研究者認定这些多金属矿床系热液成因。另有一些人[3,4]研究了同类矿床矿石和围岩中鉛

表 2

样品号	岩石	鉛同位素組成(比率)		
		206/204	207/204	208/204
1.	方解石細脉(厚达5厘米)中的方鉛矿(热液成因),它們充填在輝綠岩岩墻裂隙中	17.96	15.38	37.87
2.	早一中寒武世黑色瀝青质灰岩中,細脉浸染状矿石中的方鉛矿	17.97	15.35	37.72
3.	晚寒武世淡紅色含海藻的白云岩中,細脉浸染状矿石中的方鉛矿	18.02	15.35	37.96

同位素組成及其絕对年龄,发現矿石和围岩的絕对年龄(属前寒武紀)(表3)很近似,而且两者的鉛同位素組成也頗为一致。从而認为,它們与围岩是同生沉积的。

表 3

地区	鉛同位素組成(比率)			絕对年龄(百万年)
	206/204	207/204	208/204	
美国米苏里州佳別林矿区	21.65	15.88	40.8	—
美国图达令矿区	16.44	15.58	36.52	1400
美国黑山	16.39	15.72	36.33	1500—1700
加拿大沙利文矿区	16.68	15.67	36.59	1170—1460
加拿大翁大里奥 (Geneva Lahe Ont.)	14.08	15.09	34.10	2320—2190
奥大利亚鉛山	18.40	15.79	38.44	210—380
澳洲艾沙山	16.17	15.58	36.10	1410—1740
澳洲布鲁肯山	16.07	15.40	35.50	1460—1750
格林兰依維格图	14.52	14.59	34.41	—

(二) 矿质的来源問題 坎隆等[5]綜合整理了世界上一些主要硫化矿床的矿石和岩石中鉛同位素組成資料,发現在所有大矿床[1)]的矿石和岩石中鉛同位素組成都很近似;相反地,在小矿床中两者就差的很远。因此,他們推論出,大矿床的矿质来源于普通岩石。

庫尔普等[3]对秘魯第三紀多金属矿床鉛同位素組成进行了分析,結果表明,产于第三紀地层(由砂岩、粘土質頁岩、凝灰岩和块集岩組成)中的多金属矿体,含有稳定的鉛同位素,而且各个矿床中鉛同位素的丰度都很近似;可以看出,鉛是与其它金属(Cu、Zn等)一起,来自同一岩浆源,而且还确定矿化作用是与石英二长斑岩有关。

分析鉛和硫同位素組成,并研究它們的消长比例关系,亦可提供矿物物质来源等重要資料。在通常情况下,硫易于分餾,而鉛同位素則常产生分化;因此,硫和鉛的同位素組成間的关系就很不固定。研究硫同位素的分餾表明:在氧化过程中S^{34}富集,而在还原过程中(包括細菌活动而产生的还原作用)S^{32}富集。此外,硫的大量分餾現象是由于硫的化合物之間同位素交換产生的。例如,在新西兰的一个热水孔中发現,从孔内噴出大量的水和气,温度达270℃;这里,硫化物随气噴出,而硫酸盐則随水噴出;硫化物与硫酸盐間产生了同位素交換:$H_2S^{34} + (S^{32}O_4)^{=} \rightleftharpoons H_2S^{32} + (S^{34}O_4)^{=}$[7]。这种現象,已經在許多地方发現,可能是一种普遍現象。显然,研究硫化

1) 鉛矿石儲量在10万吨以上者,称为大矿床;小于10万吨者則称之为小矿床。

矿床中硫同位素的分布情况及其組成，可以較正确地解释矿质的来源，較全面地闡明矿床的成因。

在加拿大巴撤尔斯特[8]矿区內有二十多个硫化矿床，按矿床形态分为：(1)块状硫化矿床；(2)小的裂隙矿床。块状硫化矿床的地質特征如下：(1)絕大部分矿体产在斑岩和沉积岩的接触带中；(2)在絕大多数情况下，硫化物交代了沉积物質，从而停积在沉积岩中，斑岩中則几乎不含硫化物；(3)矿化受曳引褶皺或其它傾伏較大的褶皺控制；(4)矿物的物理—化学特征和矿石結构在各矿床中都是一样的。它們在成因上存在着三种互相矛盾的解释：同生沉积的，矿源层1)和热液成因。

近年来，研究了該矿区的硫同位素情况。結果表明：(1)这些互相不連接的矿体之間硫同位素組成非常近似，S^{32}/S^{34} 丰度变化在 22.21—21.88 之間，S^{34} 含量較高，因而推論出矿床的矿物質应来源于一个均匀的岩浆源，而不可能是来源于周围岩石或某一矿源层。如果是同生沉积的，当时必然系还原环境，硫化物中应富含S^{32}；同时由于矿源成分不均匀，S^{32}/S^{34} 丰度变化就会很大；而实际情况恰相反。如果矿物質經过第二次富集，那么矿床中 S^{32} 含量应比矿源层中的 S^{32} 要高(由于 S^{32} 比 S^{34} 活泼，易于分餾)，S^{32}/S^{34} 丰度变化应很大，而实际資料也正好与此相反。因此，矿床系热液成因的解释显然是比較合理的。(2)根据絕对年龄测定，发現附近的花崗岩体的侵入时期几乎和矿床的形成时代完全一致(表4、5)，这一事实亦进一步支持了热液学說。(3)块状硫化矿床和裂隙硫化矿床之間鉛同位素組成是一致的，但 S^{32}/S^{34} 丰度多有差別：裂隙矿床为 22.18—22.21，块状矿床为 21.88—22.05，个别矿床则同时具有这两种比例(如尼加多矿床)。因此，認为它們的矿物質均来之于地壳深部(即热液成因)；而矿源問題亦有两种推断：一是两类型矿床的矿物質来之于同一矿源，而在物質迁移过程中产生了不同程度的硫同位素分餾；另一种推断則認为是来源于两个相互混合的矿源。(4)从各矿床的 S^{32}/S^{34} 平均丰度来看，存在着一定的規律性：位于卡尔里佛姆湖附近的康索里达特矿床的 S^{32}/S^{34} 丰度最高；离其愈远，S^{32}/S^{34} 丰度逐漸变低。这个規律性說明，該矿区內硫化矿床的矿物質与花崗岩有关，出自同一矿源，但在矿液迁移过程中硫同位素发生了有規律性的分餾作用。

表4　花崗侵入体的年龄

样品号	地　点	座　标	K (%)	A/K	空气校正数 (%)	年　龄 (百万年)
B3076	康萊利矿山	47°34′北 65°40′西	7.02	0.0260	不准确	398±12
B3806	波普耳德包特	47°24′北 66°30′西	7.04	0.0258	9.1	395±15
B3807	涅乔納斯德萊斯	47°42′北 65°53′西	4.86	0.0255	0.5	395±12
B3833	巴耳特山	47°13′北 66°29′西	4.73	0.0234	8.6	364±15

除了鉛和硫同位素外，对其它元素同位素的研究也日益深入，力求找出更多的

1) 矿源层——譯自 Source bed concept，認为[9]是在一定条件下，于成岩过程中，硫化物积集在沉积岩层中，形成某些特殊层位，即所謂"矿源层"。以后，由于周围介質溫度的增高，使矿源层中的硫化物重新迁移，在有利的地質构造地段富集(即矿物質第二次富集作用)，而形成硫化矿床。

表 5　方鉛矿样品中鉛和硫同位素丰度

样品号	地　　点	$Pb^{206/207}$	$Pb^{208/204}$	$Pb^{206/204}$	$S^{32/34}$
532	盖梅特矿床	1.1576	38.2624	18.262	22.20
810	盖梅特矿床	1.1610	38.4315	18.359	22.24
807	布林斯維克第 6 号矿体	1.1588	38.0437	18.211	21.84
808	布林斯維克第12号矿体	1.1596	38.5387	18.383	21.90
809	新莱尔德尔 "U" 矿床	1.1584	38.4094	18.357	21.86

$\left.\begin{array}{l}Pb^{206}/Pb^{207}\\Pb^{208}/Pb^{204}\end{array}\right\}$ 絕对年龄 $=370\pm20\times10^6$ 年

同位素对及其丰度，来闡明矿化物质来源和成因，甚至直接解释某些矿物的成因。例如，罗文斯坦等[10]研究了 O^{18}/O^{16} 丰度的特点，发現巴干姆羣島海泥中針状文石的 O^{18}/O^{16} 丰度与碳酸盐质水草中的 O^{18}/O^{16} 丰度相符；这个事实，說明文石是生物成因的。

（三）成矿温度的确定　自然界中，氧同位素也在不断地分化、迁移和富集。这种变化是与温度有关的。人們就利用这种关系来定量地确定成矿温度和古气温。

确定成矿时温度的原理是：某种矿物組合形成时有水存在，在它們之間将产生同位素平衡反应，即石英和方解石的 O^{16} 和水的 O^{18} 互相交换，一直到平衡时，这种交换才会停止。研究矿物—水系統中同位素交换平衡条件，可得出相应的同位素分异系数：$\alpha_1=\dfrac{\dfrac{O^{18}}{O^{16}}(\text{矿物A})}{\dfrac{O^{18}}{O^{16}}(\text{水})}$。如果两个矿物是同一共生組合，那么它們之間同位素分异系数为：$\alpha_3=\dfrac{O^{18}/O^{16}(\text{矿物A})}{O^{18}/O^{16}(\text{矿物B})}=\dfrac{\alpha_1}{\alpha_2}$。$\alpha_3$ 随着成矿时温度变化而变化。

目前，已經有人[11,12]研究了石英—方解石—水，石英—磁鉄矿—水和石英—白云石—水等系統。研究結果表明，O^{18} 在石英中比在方解石中富集，而在方解石中又比在水中富集；在低温时，$\delta_{\text{石英}}>\delta_{\text{方解石}}>\delta_{\text{水}}$；当温度升高时，$\delta_{\text{石英}}$、$\delta_{\text{方解石}}$ 和 $\delta_{\text{水}}$ 間的差值愈来愈小，都逐漸趋近于同一数值；因此，在 $\delta_{\text{石英}}$、$\delta_{\text{方解石}}$、$\delta_{\text{水}}$ 和 $\Delta_{\text{石英-方解石}}$、$\Delta_{\text{方解石-水}}$、$\Delta_{\text{水-石英}}$ 之間具有一定的关系。資料証实，如果矿物組合是在同位素平衡状态下生成的，$\delta_{\text{石英-方解石}}$与成矿温度之間存在着直綫关系（表 6、7）。

表　6

样品号	$\delta_{\text{石英}}$	$\delta_{\text{方解石}}$	$\delta_{\text{氧化鉄}}$	$\Delta_{\text{石英-方解石}}$	$\Delta_{\text{石英-磁鉄矿}}$	$\Delta_{\text{石英-磁鉄矿}}/\Delta_{\text{石英-方解石}}$
32	24.4	17.3	0.3	7.1	24.1	3.4
33	18.0	12.8	2.8	5.2	20.8	4.0
34	12.3	8.2	2.2	4.1	10.1	2.5
35	10.4	7.4	1.6	3.0	8.8	2.9

从表 6 中，可看出 $\Delta_{\text{石英-方解石}}$ 和 $\Delta_{\text{石英-磁鉄矿}}$ 之間具一个恆定的比例关系，而且他們之間的結果可以相互驗証。这些研究，給确定成矿温度提供了一个重要的途径。

利用氧同位素資料，研究具体矿床的成矿温度也取得了一定的成就；例如，对美国科罗拉多中部利德維尔和吉尔曼硫化矿

表 7

样品号	$\delta_{石英}$	$\delta_{磁铁矿}$	$\Delta_{石英-磁铁矿}$	样品来源
22	16.5	2.0	14.5	中低温变质岩石
23	16.2	2.0	14.2	中低温变质岩石
24	16.1	3.3	12.8	中温角閃石岩类
25	12.6	0.8	11.8	
26	14.8	3.7	11.1	
27	10.4	· 0.1	10.5	
28	12.0	2.9	9.1	高温角閃石类
29	10.5	1.7	8.8	高温角閃石类
30	11.9	3.3	8.6	高温角閃石类

注：1) $\delta_{样品}=\left[\frac{(O^{18}/O^{16})_{样品}}{(O^{18}/O^{16})_{海水}}-1\right]\cdot 1000$，以 per mil 表示之。

2) $\Delta_{A-B}=\delta_A-\delta_B$.

床成矿温度的研究[13]就是一个例子。

利德維尔和吉尔曼硫化矿床产于賽德維尔灰岩中，硫化物主要是黄鉄矿、閃鋅矿、方鉛矿和黄銅矿等，它們交代了灰岩，而形成了矿体。矿体附近的灰岩已白云岩化(热液蝕变的围岩)。

研究表明，碳和氧同位素組成与岩石生成的地质环境有密切关系：未經蝕变的利德維尔灰岩中 O^{18} 較富，而在热液蝕变的白云岩中 O^{18} 減少了，这說明后者是受了更高温度的影响。对石英、白云石和方解石的 α 值、$\alpha_{石英-方解石}$、$\alpha_{白云石-方解石}$ 值的研究，确定它們与温度梯度成反比关系，从而指出：粗粒白色白云石→黑色白云石→致密的微粒白云石，α 值增高，形成的温度降低。根据白云石中 α 的資料，矿液通过之处温度最高，而其四周温度逐漸降低。目前已发現的矿体都产在这个热液通道中，因此白色粗粒白云岩中 α 的变化是一种很好的找矿标志。

在硫化矿床的硫化物和硫酸盐形成过程中，硫同位素的分餾研究，得出平衡反应式如下：$(S^{34})^{=}+(S^{32}O_4)^{=}\rightleftharpoons(S^{32})^{=}+(S^{34}O_4)^{=}$。其平衡常数在 0°C 时为 1.085，而在 25°C 时則为 1.074。这种关系可以用来确定矿床形成时的温度，其誤差則在 ±2% 左右[9]。

二、沉积矿产的生成环境和条件

沉积矿产的形成和富集，在很大程度上受古地理、古气候、沉积物来源等因素的控制。同位素地质的研究在这方面提供了一些定性、定量的資料。

(一) 古气温的测定　温度是控制沉积环境的重要因素之一。以往，研究古气温多是建立在古生物生态学和沉积岩石学等資料的基础上，但这只能提供我們古气温的质方面的概念。O^{18} 研究在古气温定量方面起了很大的作用。

原来，碳酸盐形成时与海水之間，有一种氧同位素的交换、平衡作用，即碳酸盐中的 O^{16} 与海水中的 O^{18} 进行交换：$H_2O^{18}+(CO_3^{16})^{=}\rightleftharpoons H_2O^{16}+(CO_3^{18})^{=}$，交换到一定程度时就达到平衡，但这个平衡随着沉积时温度的不同而变化。温度愈低，交换的幅度愈大，即碳酸盐中 O^{18} 就愈富；温度愈高，交换的幅度愈小，即碳酸盐中 O^{18} 就愈貧。因此，碳酸盐中 O^{18} 的含量与沉积时的温度，具有一定的直接关系。

目前，对中生代的温度测定进行得最

多[14,15,16]，对古气温做了一些推断，認为白堊紀的极地位置大約在远东、西伯利亚一带，欧洲和美国当时是赤道地区，这时的温度不很稳定；但在侏罗紀时，气候比較炎热，平均温度在21°—27℃之間，最高达30℃左右，温差約为17℃，不过极地沒有冰山、热带和亚热带的范围比現在要广闊得多，等等。这些推断与古地磁資料、地层資料、化石資料相符。据古地磁資料，白堊紀极地位于苏联远东鄂木斯克附近。这时在欧洲大陆上普遍形成紅层、煤、鋁土矿、珊瑚礁等。所有这些，都証明 O^{18} 是可以比較正确地确定古气温的。

利用 O^{18}/O^{16} 値，定量地确定古气温，可以得出一系列古地理結論，如水流的方向、特征、邻近盆地間的联系、古气候带、編制古海等温綫图等等，为沉积矿产的成矿規律和預測提供了极有价值的資料。

（二）沉积物的来源問題　苏联地質工作者曾研究了契列肯半島上的紅层[21]。紅层有一部分是白堊紀沉积物，另一部分是契列肯紅色沉积物。白堊紀沉积物中的云母，經絕对年龄測定，証明其时代几乎全属石炭紀；这說明石炭紀地层在白堊紀时广泛出露。契列肯紅层中粘土层所含的云母，經絕对年龄鉴定，証明其与白堊紀地层中云母年龄相近，从而查明紅层中粘土沉积物是来源于白堊紀地层的。而契列肯紅层的砂岩和粉砂岩中的云母，經絕对年龄測定，发現它們是属阿尔卑斯期。这就証实契列肯紅层的物質具有两个不同的来源。

此外，利用絕对年龄資料，还可以計算沉积速度。我們知道，海綠石的层位和絕对年龄都能較精确加以測定，换算出沉积速度，发現在地槽区和地台区的沉积速度有很大差別(30:1)[24]。这种研究虽然是初步的，但对掌握沉积环境是很有意义的。

三、划分成矿带問題

最近，有人运用鉛同位素資料[5]发現大西洋沿岸的硫化矿带內（由北卡洛林一紐芬兰直到西班牙），絕大部分矿床的鉛同位素丰度頗相近。在太平洋沿岸的鉛、鋅矿带中，也同样存在着上述类似的情況。在北美，由阿帕拉契直到密西西比鉛鋅矿带中，鉛同位素組成具有与上述成矿带不同的特征，即放射性成因鉛的含量特別高。因此，同一矿带中的矿床如具有类似的地質条件和构造条件，那么它們也会拥有相似的鉛同位素組成。所以，研究鉛同位素組成，有可能帮助我們更为确切地划分出成矿带，指出找矿方向。

参 考 文 献

[1] A. A. Амирасланов, О генезисе цинково-свинцовых месторождений района Олькуш (Верхняя Силезия, ПНР), Советская геол., 1961, №4, стр. 127—128.

[2] Ю. В. Погодин, Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски. Советская геол. 1956, № 50, стр. 1—11.

[3] J. Laurence Kulp, G. C. Amstutz and F. Donald Eckelmann, Lead isotope composition of peruvian galenas. Econ. Geol. 52, No. 8, 1957, p.p. 914—922.

[4] Mining Jourud. Vol. 256, No. 6552, 6553, 1961.

[5] R. S. Cannon, Jr., A. P. Pierce, J. C. Antweiler, and K. L. Buck. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. Econ. Geol. 56, No. 1, 1961. p.p. 1—38.

[6] W. U. Ault and J. L. Kulp, Isotopic geochemictry of sulphur. Geochimica et cosmochimica Acta, 16, No. 4, p. 201—235, 1959.

[7] T. A. Rafter, S. H. Wilson, and B. W. Shilton, Sulfur isotopic variations in nature. Part 5—6; New Zealand Journal of Science, Vol. 1, 1958, p. 103, 154.

[8] William M. Tupper, Sulfur isotopes and the origin of the sulfide deposites of the Bathurst-Newcastle area of northern New Brunswick, Econ. Geol., 55, No. 8, p. 1676—1708, 1960.

[9] C. L. Kinght, Ore genesis—the source bed concept Econ. Geol. 52, p. 808—817, 1957.

[10] H. Lowenstam, S. Epstein, Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Jounal of Geol. 62 No. 3 1954.

[11] Clayton, S Epstein, The relation between O^{16}/O^{18} Ratios in Coexsisting quartz cabonate and iron oxides from rarious geological deposits Journal Geol. vol. 66, p. 352—371.

[12] S. Epstein, The ranations of the O^{18}/O^{16} Ratic in natupe and some geologic implicatims. Journal geol. vol. 66.

[13] Engel, Clayton, S Epstein, Variation in isotopic composition of oxygen and carbon in Seadvile limestone (Missisippion Colorado) and in its hydrothermal and metamophic phases. Journal of geol. vol. 66, 1958 p. 374—393.

[14] Samuel, S Epstein, Research in geochemistry. 1957.

[15] Robort Bowen, Paleotemperature analyses of Mesozoic belemuoidea from Germany and Structures. The Journal of geol. vol. 69, No. 3. 1961, p. 84—100.

[16] Д. П. Найдин, Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии. Сов. геол. 1958, № 7 стр. 15—34.

[17] H. C. Nrey, H. A. Lowenstam, S. Epstein, Mc. Kinney C. R. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States, Bull., Geol. Soc. of America 62, No. 4, 1951.

[18] H. Lowenstain, SEpstein, Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Journal of geol. 62 No. 3, 1954.

[19] Р. В. Тейс, М. С. Чупахин и Д. П. Найдин. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых краем Геохимия 1957 № 4.

[20] C. Emiliani, Oligocene and Miocene temperatures of the Equatorial and subtropical Atlantic Ocean. Journal of geol. 64, No. 3, 1956.

[21] И. Е. Старик, Ю. В. Кузнецов, С. М. Гращенко и М. С. Френклих. К вопросу об ионievом методе опроделения возраста морских осадков. геохимия 1958, № 1, стр. 3—13.

[22] K. 兰卡瑪：同位素地质学．地质出版社，1960.

[23] 彭琪瑞：近年地质科学发展中的一些方向和問題。科学通报，1960 年。第 10 期。

[24] Н. И. Полевая, Г. А. Казаков, Г. А. Мурина, Глаукониты, как индикатор геологического времени. Геохимия 1960 № 1. стр. 3—10.

地质学报征稿启事

一、本刊的基本任务是：貫彻执行党在科学技术方面的方針政策，广泛介紹并交流地质科学方面的研究理論及工作經驗，以提高我国广大地质工作者的技术业务水平，使我国地质工作更好地为社会主义建設事业服务。它的編輯、出版方針是：以毛泽东思想为指导，在地质科学領域中确立辯証唯物主义的立場、观点和方法；貫彻党的百花齐放、百家爭鳴的方針；提倡理論联系实际的实事求是的作风；貫彻普及与提高相結合，并以提高为主的原則；以刊載內容充实、质量較高的科学技术理論著作为主，輔載学术动态、評述等方面的文章。

二、本刊是广大地质工作者学术活动的重要园地，希望讀者踊跃投稿。

（1）来稿需用方格稿紙横写清楚，附表要工整；文中插图务必要用黑墨繕繪在透明紙上；照片、插图的位置要在文稿中注明；遇有欲排斜体字的外文学名等，請在其下标以横綫。

（2）来稿必須附中文摘要，內容要求簡明扼要。有外文（俄、英）写作能力者，必須作外文摘要及附外文題目。

（3）来稿文字力求簡練，以不超过 20,000 字为宜；用語要力求准确，并注意标点的确切用法。

（4）凡註释等項，均置于本頁文稿下方，并按其先后标以序号。

（5）参考文献一律置于正文之后，并須写明該文献的作者姓名、論文題目（或专著名称）、刊物名称（或出版社名称）、发表年代、书頁等。

（6）外文摘要、外文文献請用打字稿或正楷书写稿。

（7）本刊欢迎組織推荐稿件。

（8）本刊編委会对来稿有删改权。

（9）对不拟采用的文稿，均妥予退还。

（10）来稿凡經刊登即付稿酬。

（11）来稿請註明作者的眞实姓名、服务机关及詳細通訊处与稿件寄出日期，以便进行联系。

三、敬希广大讀者随时对本刊提出您的希望、要求与批評，以資改进我們的工作。

来稿請寄：北京西郊百万庄中国地质学会地质学报編輯部。

中国地質学会地質学報編輯部啓

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ (Том. 41, № 3-4)

Содержание

Оледенение крупноледниковых эпох в Китае…………………………………
……………………………………………Сун Дян-чин, Ян Хуэй-жэнь (233)

Результаты применения комплекса методов поисков и разведки на полиметаллическом месторождении района Нанлина ……………………………
…………………………………………Чжан Сы-гуй, Ли Гуэй-чжэнь (245)

К разработке геохимических методов разведки на свинцово-цинковом месторождении Северо-востока Китая…………Шао Яо, Сюй Сюэ-цзинь (261)

О роли метода первичных ореолов рассеяния в поисковых и разведочных работах……………………………Сюй Сюэ-цзинь, Чжэнь Хун-це (273)

Вопросы стратиграфического расчленения кембрия Китая…………………
……………………………………………………………Сунь Юнь-чжу (285)

Докембрийский псевдоконгломерат северной части Тайханшань …………
…………………………………………………………Чэнь Цзинь-бяо (290)

Изучение вулканогенно-осадочной свиты мезозоя в провинции Чжэцзян и Фуцзянь……………………………………………………Ли Чунь-юй (308)

Корреляция красноцветных толщей мезозоя в Сычуань и Юньнане по палеомагнитным данным…………………………………………………
…………………………… Ван Цзы-чан, Ли Чунь-ти, Дэн Син-хуэи (340)

О некоторых триасовых разрезах Юго-востока провинции Юньнана ……
…………………………… Чэнь Чу-чжэнь, Лянь Си-ло, Ли Вэй-нонь (341)

Четвертичные отложения в районах средне-нижнего течения р. Янцзы
……………………………………………………………… Фан Хун-чи (354)

Кристаллическая структура бертрандита……Пун Чжи-чжун, Гун Ся-шэн (367)

Минералогия железосодержащих карбонатов в рудах железных месторождений Чиляньшаньского ортогеосинклиналя……………Лю Юн-кан (369)

Классификация промышленных типов вольфрамовых месторождений Китая………………………………… Фань Цзинь-шуан, Ли Чжу-тан (392)

Некоторые соображения о генезисе одного медно-никелевого месторождения……………………………………………………… Ли Вань-хэнь (399)

Предварительный анализ геологической обстановки образования скарнового месторождения железа в Северно-Восточном Гуандуне ………
……………………………………………………… Чжау Сяо-цзюй (408)

Применение изотопов в геологической науке ……………………… Ди Син (415)

ACTA GEOLOGICA SINICA (Vol. 41, No. 3-4)

Contents

The Great Ice Age Glaciation in China········ Sun Tien-Ching, Yang Huai-jen (244)

Experimental Results on the Complex Method of Geological Prospecting of a Polymetallic Deposit, Nanling Region············Chang Sze-hui, Li Hwi-zen (245)

Study on Geochemical Methods of Geological Prospecting of a Lead-zinc Deposit, Notheastern China·································Shao Eo, Hsieh Hsüeh-chin (261)

The Rôle of Primary Helo Method in Mineral Exploration·· Hsieh Hsüeh-chin, Cheng Hong-zhai (273)

Problems of Classification of the Cambrian System in China ······ Sun Yun-chu (285)

The Pre-Cambrian Pseudo-conglomerate of the Taihangshan Range, Hopei ·· Chen Jin-biao (307)

Study on the Mesozoic Volcano-Sedimentary Series in Chejiang and Fujien··· Lee Chuan-yi (308)

Paleomagnetic Data as used in Stratigraphic Correlation of Mesozoic Red Beds of Szechuan and Yunnan ··· Wang Ze-chang, Li Chuan-ti, Teng Hsing-hwei (325)

On Some Triassic Geological Sections in Southeastern Yunnan··· Chen Zu-shen, Liang Shi-lo, Li We-nong (341)

Quaternary Deposits in the Middle and Lower Yangtze Valley ··· Fan Hung-chi (354)

Crystalline Texture of the Bertrandite············ Pen Chih-zhong, Gun Shia-sun (367)

Mineralogy of the Iron-Carbonates of the Iron Deposits of the Orthogeosynclinal Phases of the Chilianshan···································· Liu Rong-kan (369)

Classification of Industrial Type of Tungstern Deposits ··Fan Gen-swon, Li Zu-tang (392)

Preliminary Recognition of Genesis of a Copper-nikel Deposits ······Li Wan-hen (399)

Preliminary Analysis of the Geological Condition During the Formation of the Skarn Type of Iron Deposit, Northeast Kuangtung············ Zhou Sio-chun (408)

Application of Isotope Method in the Geological Science················· Ge Sung (415)

地质学报　第四十一卷　第三-四期

（季　刊）

Acta Geologica Sinica Vol. XLI, No. 3-4

編 輯 者	中国地质学会 地質学报編輯委員会
出 版 者	科学出版社
印 刷 者	中国科学院印刷厂
总发行处	北京市邮局
訂 购 处	全国各地邮电局
代訂零售处	全国各地新华书店 科学出版社各地門市部

本刊代号：报 2—11

（京）0001—4,460　　1961 年 12月出版

定价：1.40 元

2—11